



Un modèle numérique original pour la simulation du manteau neigeux

Eric Brun

► To cite this version:

Eric Brun. Un modèle numérique original pour la simulation du manteau neigeux. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2011. Français. NNT : 2011PEST1070 . pastel-00647341

HAL Id: pastel-00647341

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00647341>

Submitted on 1 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ PARIS-EST

École doctorale « Sciences, Ingénierie et Environnement »

Eric BRUN

UN MODÈLE NUMÉRIQUE ORIGINAL
POUR LA SIMULATION
DU MANTEAU NEIGEUX

Thèse dirigée par Gerhard KRINNER et François CHEVOIR.

Thèse soutenue le 20 janvier 2011,

devant le jury composé de :

<i>Rapporteurs :</i>	Mme. Masa KAGEYAMA	UNIVERSITÉ DE TOKYO ET CNRS
	Mme Catherine OTTLE	CNRS/LSCE
<i>Examineurs :</i>	M. Michel FREMOND	UNIVERSITÉ DE ROME
	M. Hervé LETREUT	IPSL
	M. Ghislain PICARD	UJF/LGGE
<i>Co-directeurs :</i>	M. Gerhard KRINNER	CNRS/LGGE
	M. François CHEVOIR	ENPC/NAVIER

Je dédie ce mémoire de thèse à tous les collègues du Centre d'Études de la Neige qui ont contribué aux travaux qui y sont exposés.

J'ai une pensée toute particulière pour Pierre David et Marcel Sudul, collègues et amis hélas aujourd'hui disparus, qui étaient alors responsables du laboratoire du Col de Porte et de son dispositif expérimental.

Table des matières

Introduction et Résumé	3
1 Une approche originale pour la simulation numérique de l'évolution du manteau neigeux	7
1.1 État de l'art en modélisation du manteau neigeux au début des années 1980 . .	7
1.2 La modélisation du manteau neigeux en réponse aux besoins spécifiques de la prévision du risque d'avalanches	9
1.3 La modélisation de l'évolution énergétique et massique du manteau neigeux . . .	11
1.4 Choix numériques	15
1.5 Évaluation des performances de la version énergétique et massique du modèle de neige Crocus	17
2 Quantification des métamorphoses de faible gradient et de neige humide	33
2.1 Généralités sur les métamorphoses de la neige	33
2.2 Connaissances préalables sur la métamorphose de la neige sèche	34
2.3 Quantification expérimentale des métamorphoses de gradient de température faible et modéré	39
2.4 Quantification de la métamorphose de la neige humide	51
3 Introduction des lois de métamorphose dans le modèle de neige Crocus	61
3.1 Stratégie pour l'introduction des lois de métamorphose	62
3.2 Complément aux lois de métamorphose	63
3.3 Introduction des lois de métamorphose dans la version initiale du modèle Crocus	64
3.4 Évaluation de la nouvelle version du modèle de neige	65
4 Quelques applications du modèle de neige Crocus	83
4.1 Application à la prévision opérationnelle du risque d'avalanches	84
4.2 Impact du changement climatique sur l'enneigement	87
4.3 Application hydrologique	90
Conclusion	105
Bibliographie	109

Introduction et Résumé

50 ans depuis quelques semaines, quasiment -50°C dehors et à moins de 50 m du célèbre site de forage EPICA à Dôme C, où a été forée la carotte de glace la plus ancienne jusqu'à ce jour ! Autant dire que les conditions dans lesquelles je commence la rédaction de ce mémoire de thèse, sur la base polaire franco-italienne de Concordia en Antarctique, ne sont pas des plus classiques.

Je ne détaillerai pas les raisons qui m'ont poussé à reprendre la plume pour décrire des travaux qui ont maintenant une vingtaine d'années. La nouvelle procédure de validation des acquis et de l'expérience (VAE), m'a offert l'extraordinaire opportunité de soumettre à mes pairs la démarche scientifique que j'ai suivie à mon début de carrière scientifique, et de présenter les résultats obtenus alors. Au moment de ma vie professionnelle où j'ai pu reprendre, une activité scientifique personnelle, après une quinzaine d'années consacrée à du management, la perspective d'acquérir le titre de docteur, et de rejoindre ainsi la normalité académique, m'a donné l'énergie nécessaire pour me replonger dans mes travaux de jeunesse, menés au Centre d'Etudes de la Neige de Météo-France, et rédiger mon mémoire de thèse.

Mes activités de recherche ont porté essentiellement sur la conception et le développement du premier modèle numérique permettant de simuler, à partir des seules conditions atmosphériques, la formation et l'évolution de la stratigraphie d'un manteau neigeux saisonnier. La réalisation d'un tel modèle, nommé Crocus, a nécessité, d'une part de représenter la plupart des processus contrôlant les échanges de masse et d'énergie entre le manteau neigeux et ses interfaces (atmosphère et sol) ainsi qu'au sein du manteau neigeux, et d'autre part de représenter, à l'aide de paramétrisations, les principales lois gouvernant les métamorphoses des cristaux de neige, à l'origine de la stratification.

Tirant avantage du fait que la soumission de ce mémoire n'a pas été contrainte par la durée classique d'une thèse, la plus grande partie des travaux présentés ont été publiés et le mémoire s'appuie largement sur mes publications les plus significatives. Ainsi, chacun des quatre chapitres se présente comme une introduction détaillée de une à deux publications. Le tout se veut néanmoins former un ensemble cohérent.

Les trois premiers chapitres décrivent les principaux travaux ayant permis le développement successif et la validation du modèle de neige, puis le dernier chapitre présente des applications de ce modèle dans le contexte opérationnel de la prévision d'avalanches ainsi que pour des recherches sur les interactions entre la neige et le climat et sur l'hydrologie nivale.

Les principaux éléments présentés dans le mémoire sont les suivants :

Chapitre 1 : Une approche originale pour la simulation numérique de l'évolution du manteau neigeux

Ce premier chapitre dresse tout d'abord un rapide état de l'art de la modélisation numérique du manteau neigeux au début des années 80.

Il décrit ensuite les bases sur lesquelles a été développé un nouveau modèle simulant unidimensionnellement l'évolution temporelle du manteau neigeux, en fonction des conditions météorologiques locales. Ce modèle représente les principaux processus physiques contrôlant

les échanges d'énergie et de masse entre le manteau neigeux et ses interfaces, l'atmosphère et le sol, ainsi qu'au sein du manteau neigeux. Sa principale originalité, par rapport aux modèles précédemment développés, venait de sa capacité à adapter dynamiquement son maillage vertical à l'évolution simulée du manteau neigeux (nouvelles couches de neige, tassement des couches en place, fonte des couches superficielle et basale). Cela ouvrait la possibilité de simuler pour la première fois la stratification du manteau neigeux, en identifiant l'âge de chacune des couches, mais sans inclure à ce stade la métamorphose des cristaux les composant.

Cette première version du modèle de neige a fait l'objet d'une évaluation rigoureuse sur le site expérimental du Col de Porte du Centre d'Etudes de la Neige, situé à 1320m d'altitude dans le massif de la Chartreuse. Le manuscrit décrit la stratégie expérimentale suivie pour collecter pendant une saison hivernale le jeu de données nécessaire en entrée du modèle, ainsi qu'un jeu d'observations aussi complet que possible pour décrire le manteau neigeux sur le site et le comparer aux simulations réalisées avec le modèle. Cette évaluation a révélé la capacité de Crocus à simuler de façon réaliste les caractéristiques générales du manteau neigeux (masse et hauteur de neige, profils internes de température et teneur en eau liquide, écoulement liquide basal) ainsi que des processus internes, tels que la densification des différentes couches et la propagation de l'onde thermique associée au cycle diurne. Des simulations sans dérive importante ont pu être réalisées sur des périodes durant plus d'un mois, sans nécessiter la réinitialisation de l'état interne du manteau neigeux, ce qui était tout-à-fait remarquable à l'époque. Le chapitre s'achève par la publication de Brun *et al.* (1989), qui décrit le modèle et présente les résultats de son évaluation.

Chapitre 2 : Établissement de lois quantitatives expérimentales décrivant les métamorphoses de la neige sèche de faible et moyen gradient et les métamorphoses de la neige humide.

Une des principales caractéristiques du manteau neigeux saisonnier vient de sa stratification par empilement de couches successives, quasi-parallèles à la pente, de densité et granulométrie différentes. Le type et la taille des grains, que constituent les cristaux de glace au sein d'une couche, sont le fruit de métamorphoses. Il s'agit de transformations thermodynamiques et mécaniques, essentiellement contrôlées par les conditions de température, de gradient de température et de teneur en eau liquide au sein de la couche. Au milieu des années 80, des lois expérimentales de métamorphoses avaient été établies pour les cas de très forts gradients thermiques et de saturation en eau liquide. Deux études en laboratoire ont été menées pour quantifier les autres types de métamorphose, pour les cas de faible gradient et les cas avec présence d'eau liquide sans saturation. Ce chapitre décrit plus en détail les études relatives au faible gradient thermique, menées dans le cadre de l'encadrement d'un stage d'ingénieur et qui n'ont pas donné lieu à publication dans une revue à comité de lecture.

Il décrit de façon moins détaillée la stratégie expérimentale qui a été mise en œuvre pour l'établissement de la loi de métamorphose de la neige humide. Celle-ci incluait le développement original d'un système d'humidification volumique d'un échantillon de neige par absorption diélectrique.

Ces deux études expérimentales ont complété les lois existantes et permis d'établir ainsi le premier jeu complet de lois décrivant quantitativement les types et vitesses de métamorphose de la neige saisonnière, en fonction du gradient de température, de la température et de la teneur en eau liquide. Il s'agissait là d'une première scientifique qui a ouvert sur le plan international des perspectives tout à fait nouvelles dans de nombreux domaines d'application. Le chapitre s'achève par la publication de Brun (1989) relative à l'étude de la métamorphose de la neige humide.

Chapitre 3 : **Introduction des lois de métamorphose dans le modèle de neige Crocus et impact sur les simulations**

Le jeu de lois expérimentales de métamorphose de la neige saisonnière a pu être introduit dans la version du modèle numérique de neige Crocus, décrite dans le chapitre 1. Cela a nécessité de développer un formalisme permettant de décrire les différents types de neige dans le modèle, en lien avec la classification de la neige utilisée pour les observations de terrain ou de laboratoire. Associée à la discrétisation verticale dynamique des couches du modèle, l'introduction des lois de métamorphose a permis de simuler la stratification du manteau neigeux saisonnier, c.a.d l'évolution de la taille et du type de cristaux de glace de chacune des couches de neige qui le composent. Outre l'intérêt que cela présente pour évaluer la stabilité mécanique d'un manteau neigeux sur une pente, la prise en compte de la métamorphose permet de mieux baser sur la physique l'évolution de certains paramètres qui gouvernent la réflectance et la viscosité des couches de neige, améliorant ainsi le calcul de l'albédo du manteau neigeux et du tassement de chacune de ses couches. Ceci s'est traduit par une amélioration significative des performances du modèle. L'évaluation détaillée d'une simulation sur le site instrumenté du Col de Porte, durant l'hiver 1988/1989, a montré la très bonne capacité du modèle à simuler l'évolution générale (hauteur de neige, équivalent en eau, écoulement d'eau liquide à la base) et interne (température, densité, teneur en eau liquide, type et taille de cristaux) du manteau neigeux, sans aucune réinitialisation sur une période de près de 5 mois. Le chapitre s'achève sur 2 publications : celle de Brun et Pahaut (1991), qui décrit une méthode originale pour prélever des cristaux de neige sur le terrain, inhiber leurs transformation pour pouvoir les observer plus tard en laboratoire. Cette méthode unique a été essentielle pour la validation détaillée du modèle ; celle de Brun *et al.* (1992), qui décrit l'introduction des lois de métamorphose dans le modèle de neige et son évaluation. C'est la publication principale de cette thèse.

Chapitre 4 : **Quelques applications du modèle de neige Crocus**

L'introduction des lois de métamorphoses dans un modèle de neige a constitué une première scientifique, qui a ouvert des perspectives tout à fait nouvelles sur le plan international, dans de nombreux domaines d'application. Ce dernier chapitre aborde de façon succincte des travaux dans 3 domaines auxquels j'ai directement contribué, et qui ont fortement contribué à consolider l'évaluation du modèle de neige sur d'autres sites que le Col de Porte, sur lequel il avait été calibré :

- le développement d'un système opérationnel de suivi et de prévision de l'état du manteau neigeux sur les Alpes françaises, comme outil d'aide à la prévision quotidienne du risque d'avalanches ;
- l'implémentation du modèle de neige dans un modèle hydrologique, pour simuler la distribution de l'état du manteau neigeux dans un bassin versant alpin et sa contribution aux débits de la rivière ;
- l'étude de la sensibilité du manteau neigeux à de relativement faibles variations des conditions météorologiques de surface, ce qui a conduit ensuite à des études d'impact de scénarios de changement climatique sur le manteau neigeux et sur le débit de rivières alpines.

Une synthèse des résultats obtenus dans les domaines cités ci-dessus, explorés avec le modèle Crocus, a fait l'objet d'une publication reproduite en fin de chapitre (Brun *et al.*, 1994).

Enfin, le mémoire fait un rapide bilan des résultats obtenus, en s'intéressant plus particulièrement aux limitations du modèle développé. Pour les principales d'entre elles sont évoquées les approches suivies depuis vingt ans pour les contourner et la tendance actuelle en la matière.

Chapitre 1

Une approche originale pour la simulation numérique de l'évolution du manteau neigeux

Résumé

Ce premier chapitre dresse tout d'abord un rapide état de l'art de la modélisation numérique du manteau neigeux au début des années 80, développée jusque-là principalement pour des études et applications en hydrologie.

Il décrit ensuite les bases sur lesquelles a été développé un nouveau modèle, nommé Crocus, simulant unidimensionnellement l'évolution temporelle du manteau neigeux en fonction des conditions météorologiques locales. Ce modèle prend en compte les principaux processus physiques contrôlant les échanges d'énergie et de masse entre le manteau neigeux et ses interfaces (atmosphère et sol) ainsi qu'au sein du manteau neigeux.

La principale finalité de ces travaux étant l'amélioration de la prévision du risque d'avalanches, des solutions algorithmiques originales ont été trouvées pour adapter dynamiquement le maillage vertical à l'évolution simulée du manteau neigeux (nouvelles couches de neige, tassement des couches en place, fonte des couches superficielle et basale). Ces caractéristiques furent très prometteuses car elles faisaient de Crocus le premier modèle numérique ayant la capacité de simuler la stratification progressive du manteau neigeux au cours d'une saison hivernale.

1.1 État de l'art en modélisation du manteau neigeux au début des années 1980

Les modèles degrés-jours

Au début des années 1980, la problématique du changement climatique n'avait pas encore pris l'essor que l'on connaît aujourd'hui. La plupart des scientifiques s'intéressant aux interactions neige-atmosphère travaillaient dans le domaine de l'hydrologie. Le manteau neigeux saisonnier constitue en effet une composante essentielle des ressources en eau douce dans de très nombreuses régions du monde. C'est évidemment le cas aux hautes latitudes mais c'est également le cas dans les régions montagneuses de moyenne latitude et même près des Tropiques, notamment en Amérique du Sud et en Asie. Ceci explique pourquoi le principal objectif des premiers modèles numériques du manteau neigeux était de simuler l'accumulation et la fonte de la neige. Dans de nombreux sites enneigés du globe, notamment aux hautes latitudes et en haute altitude des régions tempérées, les périodes d'accumulation et de fonte sont relativement bien distinctes. Pour

simuler l'évolution de la masse de neige sur ces sites, il n'est pas déraisonnable de sommer les précipitations neigeuses de la saison d'accumulation, sans chercher à représenter l'état thermique du manteau neigeux, puis d'estimer le taux de fonte superficielle en période d'ablation en fonction des conditions météorologiques.

Dans un contexte alors marqué par des connaissances encore limitées sur certains processus contrôlant les échanges radiatifs entre la neige et l'atmosphère, la difficulté à collecter des observations autres que la température et les précipitations, l'absence ou la limitation de systèmes d'observation spatiaux adaptés à la cryosphère et enfin l'accès rare et limité à des calculateurs suffisamment puissants, il est compréhensible que la plupart des modèles de neige privilégiaient alors la méthode dite des degrés-jours, ne nécessitant comme conditions de forçage météorologique que les précipitations et la température de l'air à une fréquence quotidienne. Ces modèles peuvent être émulés aussi bien sur un site ponctuel que sur un bassin versant, moyennant le recours à des opérateurs d'interpolation ou d'extrapolation de la température et des précipitations.

Un exercice international de comparaison, mené par l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO, 1986), a montré que certains d'entre eux peuvent se montrer très performants, moyennant une calibration spécifique au site sur une période d'apprentissage. Cette calibration est indispensable, car les processus d'échanges d'énergie entre la neige et l'atmosphère, qui font intervenir la température de l'air près de la surface (flux de chaleur sensible et indirectement flux de chaleur latente et absorption du rayonnement de grande longueur d'onde), ne sont en général pas prépondérants en période de fonte (cf. Figure 10 de Brun *et al.*, 1989). La température de l'air s'avère être cependant un bon prédicteur de la fonte nivale car elle varie elle-même en fonction des autres processus contrôlant les échanges entre les surfaces continentales et l'atmosphère, notamment en fonction des rayonnements solaires et thermiques incidents.

Les premiers modèles numériques basés sur la physique

Le développement de modèles basés sur la physique s'est fait en deux temps. Une première génération a permis de simuler les échanges superficiels d'énergie, mais sans chercher à représenter les détails des processus internes au manteau neigeux. La thèse de Charles Obled (1971) en est un excellent exemple. Ce type de modèle était alors essentiellement orienté pour le calcul de la fonte de la neige.

Quelques années plus tard, avec l'accroissement des connaissances sur les propriétés physiques de la neige et sur les processus contrôlant les échanges d'énergie et de masse entre le manteau neigeux et ses interfaces, que sont l'atmosphère et le sol sous-jacent, plusieurs modèles numériques ont été développés pour simuler l'évolution temporelle des principales variables descriptives du manteau neigeux. Le plus connu est sans aucun doute celui développé à la NOAA par Anderson (1968, 1976). Ce modèle prenait en compte de nombreux processus internes au manteau neigeux, parmi lesquels :

- les transferts de chaleur au sein du manteau neigeux par conduction thermique ;
- le tassement des couches de neige ;
- la percolation de l'eau liquide ;
- la pénétration du rayonnement solaire et son absorption en profondeur et pas seulement à la surface du manteau neigeux ;
- les changements de phase entre glace et eau liquide.

Comme la totalité des modèles de neige de l'époque et comme la plupart des modèles actuels, le manteau neigeux est considéré comme un milieu unidimensionnel homogène horizontalement (cas le plus fréquent d'un terrain plat) ou bien homogène parallèlement à la pente. Cette hypothèse a évidemment des limites restrictives, notamment en présence de végétation, dans les zones affectées par l'érosion ou l'accumulation éoliennes, ainsi que dans les zones régulièrement balayées

par des avalanches. En dehors de ces cas, la faible épaisseur du manteau neigeux saisonnier, par rapport aux distances de variation significative de l'état de l'atmosphère à sa surface, rend l'hypothèse unidimensionnelle raisonnable et permet de considérer que les flux de conduction thermique au sein du manteau neigeux sont orientés perpendiculairement à la pente. La percolation de l'eau liquide fait cependant exception à cette hypothèse (Marsh & Woo, 1984 ; Marsh, 1988 ; Marsh, 1991 ; Schneebeli, 1995) mais la prise en compte de l'écoulement préférentiel dans des chenaux de percolation commence à peine à être modélisée (Katsushima *et al.*, 2009).

Dans le modèle de neige d'Anderson, les principaux termes du bilan d'énergie à l'interface neige/atmosphère étaient représentés explicitement, rompant avec l'approche degrés-jours classique à l'époque :

- flux de chaleur sensible induit par la nature turbulente de l'écoulement de l'air au-dessus du manteau neigeux ;
- flux de chaleur latente induit par les processus de condensation, congélation ; évaporation et sublimation entre la glace ou l'eau liquide de la neige superficielle et la vapeur d'eau de l'air au-dessus du manteau neigeux ;
- flux net de rayonnement de courte longueur d'onde (rayonnement d'origine solaire) ;
- flux net de rayonnement de grande longueur d'onde (appelé également thermique, infrarouge ou atmosphérique) ;
- flux de chaleur sensible et latente généré par les précipitations liquides et solides.

Ce modèle a fait l'objet d'une évaluation approfondie sur le site du CRREL à Sleeping Rivers, dans le Vermont (USA) : cette évaluation portait essentiellement sur l'évolution quotidienne de l'équivalent en eau du manteau neigeux, sur l'écoulement quotidien à sa base, sur la température interne à quelques hauteurs de référence, et ceci pendant plusieurs saisons hivernales successives.

À la même époque, Jean-Pierre Navarre développait un modèle de neige avec des fonctionnalités similaires (Navarre, 1975). Ce modèle a fait l'objet d'une évaluation sur quelques journées de simulation sur le site du Col de Porte, à 1320 m d'altitude dans le Massif de la Chartreuse. Des résultats encourageants ont été ainsi obtenus, néanmoins limités par l'absence de données de rayonnement de grande longueur d'onde comme condition de forçage. Cela nécessitait en effet d'en faire une estimation à partir de la nébulosité. Mais d'une part, celle-ci n'était observée que de façon intermittente au Col de Porte, et d'autre part, l'estimation du flux de grande longueur d'onde incident à partir de la seule nébulosité est affectée d'incertitudes importantes, conduisant à des écarts de plus de 5°C sur la température de surface certains jours. Sans publication internationale et en absence d'une évaluation plus approfondie, le modèle de neige développé par Jean-Pierre Navarre est resté méconnu malgré ses fonctionnalités tout à fait intéressantes pour l'époque.

1.2 La modélisation du manteau neigeux en réponse aux besoins spécifiques de la prévision du risque d'avalanches

Dès mon affectation au Centre d'Études de la Neige, son directeur de l'époque, Jérôme Lafeuille, m'a demandé d'étudier la possibilité de développer un modèle numérique du manteau neigeux susceptible d'être utilisé comme outil d'aide à la prévision du risque d'avalanches. Une telle approche n'ayant encore été jamais mise en œuvre, il fallait avant tout spécifier quelles fonctionnalités devaient être intégrées au modèle, pour que ce dernier soit utile aux prévisionnistes en charge de la rédaction des bulletins quotidiens de risque d'avalanches.

La prévision du risque d'avalanches repose sur une analyse de la stabilité du manteau neigeux et de son évolution en fonction des conditions météorologiques. Cette analyse peut se faire

localement, pour le suivi d'un site avalancheux particulier, ou bien à une échelle plus large pour la protection de zones habitées, de voies de circulation ou pour la pratique de la montagne hivernale. Il faut distinguer la stabilité générale du manteau neigeux sur une pente, des conditions particulières de déclenchement de l'écoulement d'une avalanche. Ces dernières dépendent souvent de circonstances relativement prévisibles, telles que des chutes de neige abondantes, de la pluie sur une couche de neige récente, des coulées de neige humide dans des rochers au soleil. Mais elles peuvent présenter un caractère plus aléatoire, tel que la rupture de corniches, l'écroulement de séracs, le passage d'animaux ou bien de skieurs.

On distingue les avalanches naturelles des avalanches accidentelles :

- les avalanches naturelles se déclenchent spontanément. La stabilité d'une pente, vis-à-vis d'un déclenchement spontané, dépend le plus souvent aussi bien de l'état interne du manteau neigeux que des conditions météorologiques, en cours ou récentes. L'accumulation de neige récente peu dense par des précipitations, le dépôt de neige par le vent ou bien la première humidification de strates de neige profondes ou superficielles, sont des causes fréquentes d'avalanches naturelles ;
- les avalanches accidentelles sont causées par le passage de skieurs ou d'alpinistes. En général, elles ne sont pas directement liées aux conditions météorologiques du moment. La probabilité de déclenchement au passage d'un ou plusieurs skieurs dépend principalement de la structure interne du manteau neigeux, et plus particulièrement de la nature des strates qui le composent (Mc Clung & Schaerer, 2006). La présence de couches fragiles, enfouies sous une couche de neige de plus forte cohésion près de la surface, constitue la principale cause d'instabilité. L'estimation du risque de déclenchement accidentel d'avalanches nécessite une analyse détaillée de l'état interne et superficiel du manteau neigeux, et ceci sur des sites suffisamment diversifiés pour échantillonner une part significative de la variabilité des pentes d'un domaine d'intérêt.

La connaissance de l'état interne du manteau neigeux est donc à la base de l'analyse quotidienne du risque d'avalanches. C'est pour cela que les services de prévision d'avalanches se sont appuyés, depuis leur création, sur un réseau d'observation qui leur permet de suivre, tout au long d'une saison hivernale, l'état général du manteau neigeux et les conditions météorologiques. Au milieu des années 1980, l'utilisation de stations météorologiques automatiques était à peine émergente et les seuls paramètres relatifs au manteau neigeux que ces dernières pouvaient mesurer, étaient la hauteur de neige et le profil interne de température. La mesure de la température interne souffrait par ailleurs d'erreurs liées aux perturbations du mât supportant une série verticale de sondes, en particulier lorsque les couches superficielles du manteau neigeux se rapprochaient du point de fusion (échauffement au voisinage de l'interface neige superficielle / mât, conduction à travers le mât, percolation d'eau liquide le long du mât, ...). C'est pourquoi, aujourd'hui encore comme à cette époque, le suivi de l'état interne du manteau neigeux repose en grande partie sur la collecte régulière d'observations manuelles sur un réseau de sites. Un réseau suffisamment dense permet, dans une région donnée, d'échantillonner la variabilité naturelle du manteau neigeux, liée notamment aux effets de l'altitude, de l'exposition des pentes, des conditions météorologiques et des effets très locaux du vent. Les paramètres internes qui sont le plus souvent mesurés sont des profils stratigraphiques décrivant pour chacune des couches les paramètres suivants :

- température ;
- densité ;
- types de grains ;
- résistance à l'enfoncement ;
- teneur en eau liquide (plus rarement) ;
- résistance au cisaillement (plus rarement).

Observer de tels profils prend un temps important sur le terrain, surtout lorsque le manteau neigeux est relativement épais. Dès qu'il y a plus de 2 mètres de neige, il faut généralement au moins 2 à 3 heures à un observateur expérimenté pour effectuer soigneusement l'ensemble des mesures. Celles-ci nécessitent en effet de creuser un trou de 1 à 2 mètres carrés, de la surface jusqu'au sol. Cela permet de dégager une coupe stratigraphique propre qui est indispensable au repérage et à l'examen détaillé des différentes couches. Il faut de plus apporter un soin particulier au choix du site de mesure pour que celui-ci permette d'observer des caractéristiques du manteau neigeux, représentatives de celles rencontrées dans des pentes du même massif et d'orientation et d'altitude comparables. Enfin, les conditions météorologiques peuvent radicalement changer les caractéristiques du manteau neigeux entre deux observations stratigraphiques hebdomadaires, en particulier au passage de perturbations actives ou en cas de fonte superficielle significative.

Avec les contraintes décrites ci-dessus, on comprend aisément que même un réseau d'observations nivo-météorologiques dense, comme dans les Alpes françaises, ne permet pas de suivre de façon exhaustive la grande variabilité spatio-temporelle de l'état du manteau neigeux. Dans les années 80, les prévisionnistes du risque d'avalanches ne pouvaient compter que sur leur expertise et sur des informations complémentaires pour interpoler, voire extrapoler, les profils stratigraphiques collectés par le réseau, et ainsi suivre au quotidien l'état du manteau neigeux sur leur zone de responsabilité.

Mettre à la disposition des prévisionnistes un outil capable de leur fournir des informations objectives et quantifiées sur l'état interne du manteau neigeux, et en particulier sur sa stratigraphie, constituait l'objectif fondamental qui a orienté la démarche scientifique et les choix techniques que j'ai suivis pour développer le modèle numérique de neige Crocus. Cet objectif représentait tout à la fois un véritable challenge scientifique et des enjeux sociétaux importants.

Le présent mémoire de thèse décrira les étapes successives qui ont conduit au développement du modèle et à son évaluation, mêlant expérimentations en laboratoire, modélisation, simulations numériques et observations sur un site expérimental. Il est construit autour des principales publications qui ont marqué de façon logique mes travaux, articulées entre elles par de courtes liaisons en français. Une partie en français décrit de façon plus détaillée la quantification de la métamorphose de la neige sèche sous faible gradient thermique. Elle correspond aux travaux que j'ai menés avec Gilles Brunot, élève ITM de l'ENM, qui ont fait l'objet d'une publication dans son mémoire de stage (Brunot, 1986) mais pas dans la littérature internationale.

1.3 La modélisation de l'évolution énergétique et massique du manteau neigeux

Le développement du modèle de neige s'est fait par étape, en introduisant progressivement les processus clés qui gouvernent l'évolution temporelle du manteau neigeux. Même si l'objectif initial était de pouvoir simuler la stratification du manteau neigeux, le choix a été fait de commencer par développer un modèle qui ne simulait que l'état énergétique et massique du manteau neigeux en fonction des conditions météorologiques locales. Il y avait plusieurs raisons fondamentales pour cela :

- les travaux d'Anderson et de Navarre avaient prouvé la faisabilité de modèles numériques simulant les profils de température et de densité d'un manteau neigeux, même si la simulation de l'évolution temporelle du profil de densité n'avait pas encore fait l'objet d'une évaluation exhaustive ;
- seules les métamorphoses de fort gradient (Akitaya, 1974 ; Marbouty, 1980) et de la neige saturée en eau liquide (Wakahama, 1968) avaient fait l'objet d'études en laboratoire ayant abouti à la formalisation de lois quantitatives expérimentales de grossissement des grains,

ce qui était insuffisant pour espérer implanter rapidement un ensemble complet d'équations permettant de simuler l'évolution de la granulométrie des différentes couches de neige ;

- les différents processus responsables de la métamorphose de la neige avaient fait l'objet d'études théoriques (Colbeck, 1973, 1975, 1980, 1983 ; Gubler, 1985), montrant que la température de la neige, le gradient de température et la teneur en eau liquide étaient les paramètres internes au manteau neigeux qui contrôlaient l'évolution de la forme et de la taille des cristaux d'une couche de neige comportant peu d'impuretés.

Développer un modèle permettant de simuler avec suffisamment de précision la température, la densité et la teneur en eau liquide de chacune des couches de neige composant un manteau neigeux était donc une condition préalable indispensable pour espérer pouvoir simuler la métamorphose des grains et la stratification du manteau neigeux.

Ceci nécessitait de représenter les processus qui gouvernent les échanges de chaleur et de masse au sein du manteau neigeux ainsi que ceux à l'interface neige superficielle atmosphère et à l'interface sol/neige. Les premières parties de la publication de Brun *et al.* (1989) présentent les grands principes sur lesquels le modèle Crocus a été développé. La Figure 1.1 représente de façon schématique les variables d'état pronostiques retenues pour décrire le manteau neigeux :

- température d'une couche de neige
- densité d'une couche de neige
- teneur en eau liquide d'une couche de neige
- âge d'une couche de neige.

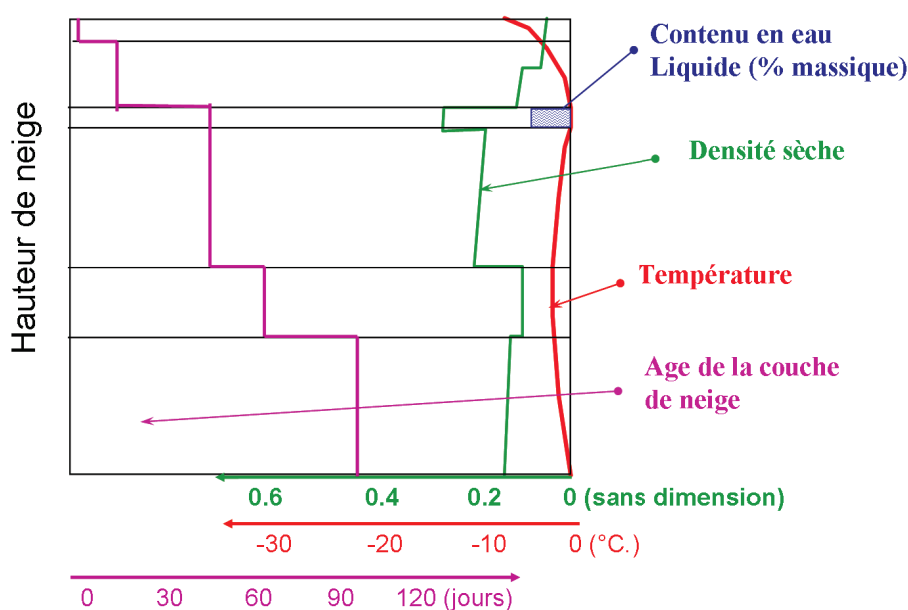


Fig. 1.1. Représentation schématique des variables d'état pronostiques de la version énergétique et massique du manteau neigeux

Les processus physiques pris en compte pour simuler les transferts d'énergie et de masse au sein du manteau neigeux sont les suivants :

- conservation de la masse et de l'énergie tenant compte de la variation de la capacité thermique de la glace en fonction de sa température. La capacité de l'air composant les pores au sein d'une couche est négligée devant la capacité thermique de la glace ;
- conduction thermique effective intégrant les flux de chaleur associés à la diffusion de vapeur entre les couches de neige, inspiré de la formule de Yen (1981). Le principe retenu est similaire à celui du modèle d'Anderson ;
- changements de phase entre la glace et l'eau liquide au sein d'une couche ;

- percolation de l'eau liquide par gravité le long de la verticale, dès que le contenu en eau liquide dans une couche dépasse la valeur en eau en rétention par capillarité. Un schéma de percolation basé sur la résolution de l'équation de Darcy n'a pu être implémenté pour des raisons numériques car il exigeait des pas de temps d'intégration très courts (typiquement la minute) ;
- pénétration du rayonnement de courte longueur d'onde dans les couches superficielles en fonction de la longueur d'onde (répartition en 3 bandes spectrales) et de l'état des couches de neige. En absence de simulation de la métamorphose, le coefficient d'absorption avait alors été fixé arbitrairement pour une « taille optique » constante des grains égale à 0.3 mm (Borhen & Barkstrom, 1974 ; Sergent *et al.*, 1987) ;
- densification des couches de neige selon une loi newtonienne représentant à la fois le tassement dû à la pression des couches supérieures et la densification par métamorphose des grains, via un terme de viscosité effective, déduite de travaux expérimentaux (Navarre, 1975).

Outre les métamorphoses de la neige, qui seront introduites dans l'étape suivante de développement de Crocus, certains processus physiques impactant l'évolution du manteau neigeux n'ont cependant pas été pris en compte :

- la variation de l'albédo en fonction de la taille et de l'âge des grains de neige. Ceci a imposé à ce stade du développement du modèle, d'utiliser comme condition de forçage, un rayonnement net mesuré et donc un albédo mesuré par différence entre le rayonnement de courte longueur d'onde incident et celui réfléchi ;
- les caractéristiques bi ou tri-dimensionnelles de l'écoulement de l'eau liquide telles que la formation dans certains cas de cheminées de percolation au travers desquelles l'eau liquide s'écoule préférentiellement. Les connaissances alors réduites sur ce sujet et la complexité du processus ne permettaient pas sa modélisation. Dans certains cas, l'hypothèse uni-dimensionnelle est limitante et peut altérer la simulation de la propagation du front d'humidification d'un manteau neigeux initialement sec, en particulier lors d'épisodes de pluie sur neige récente peu dense ;
- les barrières de capillarité à l'interface de deux couches de neige de différente granulométrie (grains de petite taille surmontant des grains de grande taille) ou à l'interface sol-neige. Les connaissances sur ce sujet étaient alors très limitées (Colbeck, 1974). La non prise en compte de ce phénomène ne permet pas de simuler la formation de croûtes de glace internes au manteau neigeux, parfois imperméables à l'eau ;
- la diffusion de la vapeur d'eau au sein du manteau neigeux en cas de gradient thermique qui peut parfois conduire à une variation de la densité des couches de neige basales, notamment dans les régions arctiques conjuguant manteaux neigeux peu épais et température superficielle de la neige très froide (Sturm, 1991). Seule la diffusion de chaleur associée par sublimation/condensation solide fut prise en compte via la conductivité thermique effective ;
- la convection thermique éventuelle de l'air dans les cas où le nombre de Rayleigh dépasse une valeur critique. Le sujet était encore très ouvert à l'époque (Powers *et al.*, 1985) et j'avais réalisé une étude expérimentale originale montrant que la convection thermique ne pouvait se déclencher que de façon tout-à-fait exceptionnelle dans les conditions alpines (Brun & Touvier, 1987). Des études expérimentales menées plus tard en Alaska ont permis d'observer le déclenchement de convection thermique mais dans des conditions rarissimes pour les Alpes (Sturm, 1991). Dans le cas où ce processus se déclenche, il accélère les échanges verticaux de chaleur et de diffusion de vapeur et accélère ainsi la formation de givre de profondeur et le grossissement des cristaux qui le composent ;

- le wind-pumping, terme anglais désignant les mouvements d'air induits dans les couches de neige superficielles et profondes par des variations à haute-fréquence de la pression de l'air en surface dues à la nature turbulente de l'écoulement d'air sur la surface rugueuse et poreuse que constitue la neige. Ce phénomène n'a été réellement étudié qu'après le développement du modèle Crocus (Colbeck, 1989 ; Albert, 1992). Sa non prise en compte peut sous-estimer dans certains cas les échanges verticaux de chaleur et de vapeur d'eau dans les couches supérieures du manteau neigeux ;
- le transport de neige par le vent. Parmi les processus non pris en compte dans le modèle, c'est sans doute celui qui a l'impact potentiel le plus important sur l'évolution du manteau neigeux, par sa capacité à éroder par endroit les couches de neige superficielles, et à déposer ailleurs ou au même endroit des couches de neige transformées radicalement par le transport éolien, tant en terme de densité qu'en terme de type de neige (Guyomarc'h *et al.*, 2001 ; Pomeroy, 1989, 1991). Les connaissances de l'époque étant encore essentiellement qualitatives et la répartition du vent en relief alpin présentant une variabilité locale très forte à des échelles aussi fines que la dizaine de mètres, il était exclu d'intégrer ce phénomène, dont la modélisation en relief réel n'est que très récente et limitée à des domaines géographiques réduits (Lehning *et al.*, 2002).

La figure 1.2 présente les processus pris en compte pour simuler les échanges d'énergie et de masse à l'interface neige/atmosphère et neige/sol :

- flux radiatif net de courte longueur d'onde (rayonnement solaire), mesuré sur le site ;
- flux radiatifs incidents et émis de grande longueur d'onde (rayonnement thermique). Dans la bande spectrale 0.5 - 40 microns, la neige est considérée comme un corps quasiment noir d'émissivité très proche de 1 (Dozier & Warren, 1982 ; Warren, 1982) ;
- échanges turbulents de chaleur sensible et chaleur latente, selon une méthode inspirée des travaux de Deardoff (1968) où une modification a été introduite dans le calcul des coefficients d'échange de façon à maintenir des flux assez forts dans les cas où la couche limite de surface est très stable, cas fréquent au-dessus de surfaces enneigées (Harding *et al.*, 1986 ; Martin *et al.*, 1997) ;
- échanges de vapeur d'eau associés aux échanges de chaleur latente en distinguant les échanges solide/vapeur, des échanges liquide/vapeur en fonction de la valeur de la température superficielle de la neige par rapport au point de fusion de la glace ;
- apports de masse et de chaleur par les précipitations qui peuvent être liquides (pluie), solides (neige) ou mixtes (pluie et neige mêlées). La densité de la neige récente est estimée en fonction du vent et de la température de l'air selon une formule établie expérimentalement (Pahaut, non publié) ;
- flux de conduction à la base du manteau neigeux. Le choix simplificateur a été fait de ne pas simuler explicitement le profil de température dans le sol et d'estimer une valeur climatologique de ce flux correspondant à des mesures de température du sol et d'écoulement d'eau faites au Col de Porte dans le passé, modulée par la saison et plus tard par l'altitude pour des simulations sur des sites différents de celui du Col de Porte ;
- ruissellement de l'eau de fonte de la couche de neige basale, dès que la valeur en eau de rétention de cette couche est dépassée (non prise en compte de la couche de neige éventuellement saturée en eau liquide à la base du manteau neigeux retenue par capillarité).

Les conditions de forçage de cette première version du modèle Crocus sont les suivantes :

- flux net de courte longueur d'onde. La non prise en compte des métamorphoses de la neige ne permettait pas à ce stade d'évaluer de façon réaliste l'albédo de la neige qui dépend principalement de la « taille optique des grains ». L'albédo est donc prescrit mais néanmoins évolue au cours du temps ;
- flux incident de grande longueur d'onde ;

- température de l'air à une hauteur spécifiée au-dessus de la surface du manteau neigeux ;
- humidité relative de l'air à une hauteur spécifiée au-dessus de la surface du manteau neigeux ;
- vitesse moyenne du vent à une hauteur spécifiée au-dessus de la surface du manteau neigeux ;
- flux de conduction thermique à l'interface sol-neige ;
- flux de précipitations neigeuses et pluvieuses.

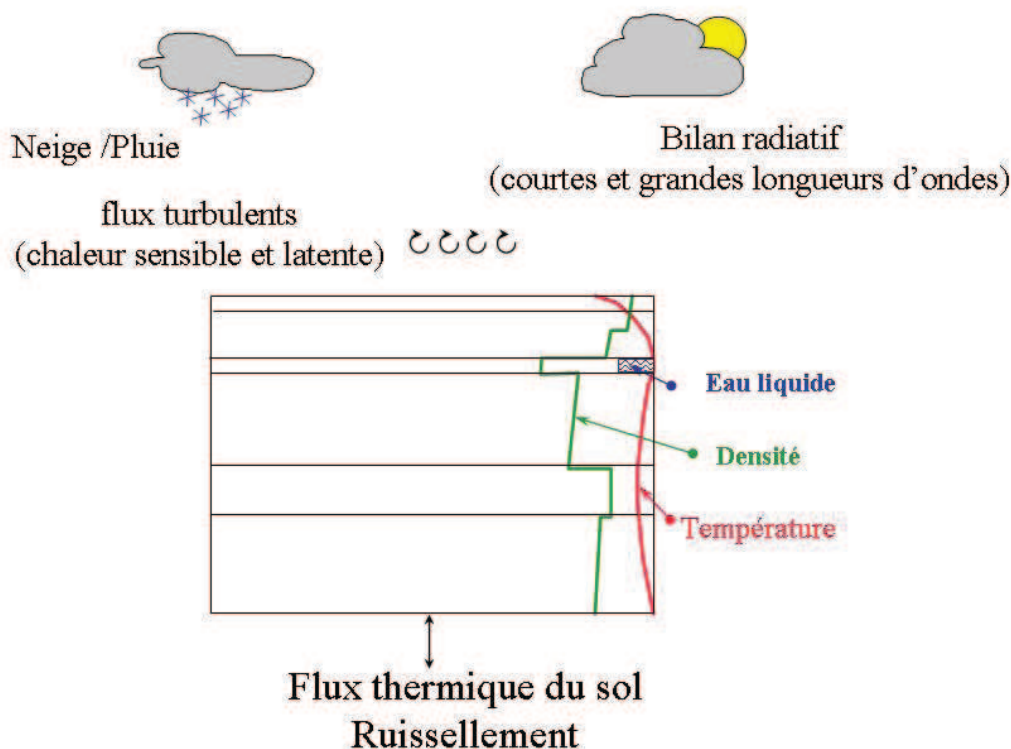


Fig. 1.2. Représentation schématique des principaux processus régissant les échanges d'énergie et de masse entre le manteau neigeux et ses interfaces (atmosphère et sol)

1.4 Choix numériques

Les principaux choix qui ont été faits pour numériser les équations de conservation de masse et d'énergie et calculer, lors d'un pas de temps d'intégration du modèle, les flux d'énergie et de masse au sein du manteau neigeux et à ses interfaces, se résument ainsi :

- résolution de l'équation de conservation de l'énergie entre les différentes couches de neige par un schéma de Cranck et Nicholson, implicite et centré dans le temps. Ainsi, les flux d'énergie au cours d'un pas de temps pour calculer l'état thermique final s'expriment comme une fonction du flux moyen au cours du pas de temps qui dépend de l'état final alors inconnu. L'ensemble des équations décrivant les flux d'énergie entre couches ou aux interfaces doit être préalablement linéarisé par un développement limité de 1er ordre autour de la valeur de la température des différentes couches de neige au début d'un pas de temps.

Un algorithme original a été développé pour traiter le cas spécifique où la température de surface atteint le point de fusion. En effet, le schéma implicite ne permet de traiter la fonte et le regel qu'après avoir résolu l'équation de la chaleur. Dans le cas où la couche superficielle a atteint le point de fusion et où la fonte superficielle se poursuit au cours du pas de temps, l'évaluation implicite des flux au temps $t + \frac{dt}{2}$ se fait avec une température de surface supérieure au point de fusion. Compte-tenu que les flux d'énergie en surface s'expriment ou bien comme une fonction décroissante de la température de surface de la neige (avec la convention flux positif quand il est dirigé vers le manteau neigeux) ou bien comme une fonction indépendante de cette température, cela conduit à minimiser les flux d'énergie, d'une valeur proportionnelle au premier ordre à la longueur du pas de temps. Pour éviter cet artefact, l'équation de la chaleur est résolue de façon explicite pour la couche de surface lorsque la fonte superficielle en cours se prolonge au cours du pas de temps. Pour vérifier cette condition, un calcul préliminaire est effectué, s'appuyant sur la monotonie de la fonction estimant les flux d'énergie en fonction de la température de surface, quelles que soient les conditions de forçage ;

- discrétisation verticale du manteau neigeux variable d'un pas de temps à l'autre, tant pour ce qui concerne le nombre de couches numériques que leur épaisseur ;
- l'épaisseur d'une couche numérique varie à l'inverse du tassement de la neige, ce qui permet de préserver l'adéquation entre les limites des couches naturelles et les limites des couches numériques ;
- une chute de neige fraîche entraîne en général la création d'une ou plusieurs couches numériques nouvelles, sauf si la couche supérieure précédente est de très faible épaisseur et d'un âge proche de la neige en cours de chute. Dans ce dernier cas, la neige récente est ajoutée à la neige précédemment en surface ;
- un algorithme vise à garder une discrétisation privilégiant des épaisseurs proches du cm près de la surface et à la base du manteau neigeux, en regroupant lorsque c'est nécessaire des couches adjacentes d'âge proche. Quand une couche est trop mince, elle est agrégée avec la couche adjacente la plus proche en terme de caractéristiques. Chaque agrégation de couche conserve l'énergie et la masse des couches agrégées et respecte une moyenne pondérée de certaines caractéristiques, notamment la densité. Pour chaque épaisseur de neige est associé un profil d'épaisseur de couches idéalisé qui sert d'attracteur pour l'agrégation ou le dédoublement de couches du profil numérique en cours. Un éloignement trop important de ce profil idéalisé entraîne des modifications du profil en cours pour s'en rapprocher. Ainsi, le profil de couches en cours d'intégration garde en général des caractéristiques adaptées à la stratification du manteau neigeux, sans pour autant induire d'instabilités numériques lors de l'intégration des équations d'état, et ce pour des pas de temps typiquement de 900 s. Les tests faits à l'époque montraient que le modèle restait stable pour des pas de temps de 3600 s dès que la couche superficielle dépassait 3 à 5 mm, mais cela dépendait de sa densité et des conditions de forçage ;
- le nombre de couches varie entre 3 couches minimum, pour permettre la résolution du schéma de Cranck et Nicholson qui conduit à l'inversion d'une matrice triangulaire, et 50 couches maximum pour limiter le temps de calcul et l'espace mémoire requis pour la simulation.

A ce stade de développement du modèle, l'algorithme ne permettait pas encore de commencer une simulation par un état initial sans neige au sol. Il fallait au minimum un profil initial de quelques centimètres fourni par une observation ou tiré d'un profil idéalisé. Ceci n'étant pas un handicap pour évaluer de façon approfondie les performances du modèle, les développements nécessaires pour commencer une simulation sans neige au sol ont été reportés à une étape ultérieure.

1.5 Évaluation des performances de la version énergétique et massique du modèle de neige Crocus

Le modèle de neige présenté ci-dessus ne reprenait aucune partie d'un code existant et comportait certaines fonctionnalités originales, notamment :

- la discrétisation variable au cours du temps en fonction de l'âge des différentes couches ;
- l'alternance entre résolution implicite et explicite des transferts d'énergie à l'interface neige-atmosphère selon qu'il y ait ou non fonte superficielle.

Une attention particulière devait donc être portée à l'évaluation des performances du modèle. Le choix a été fait de le tester dans deux configurations sensiblement différentes et très complémentaires : la première a consisté à tester le modèle tout au long d'un hiver sur le site expérimental de moyenne altitude du Col de Porte, où sont mesurées l'ensemble des conditions météorologiques de forçage et où sont observées de façon automatique ou manuelles certaines propriétés du manteau neigeux. La seconde a consisté à tester le modèle sur deux sites de plus haute altitude du réseau nivo-météorologique, là où l'estimation des conditions de forçage présente plus d'incertitude, mais où le manteau neigeux fait cependant l'objet d'observations régulières. La première configuration permet d'isoler la capacité du modèle à représenter certains processus, notamment à l'interface neige/atmosphère, et à évaluer d'éventuelles dérives de long-terme. La deuxième permet d'évaluer la sensibilité du modèle à l'incertitude sur les conditions de forçage météorologique, et d'estimer ainsi la faisabilité d'une future application opérationnelle du modèle comme outil d'aide à la prévision du risque d'avalanches, objectif finalisé du modèle.

Évaluation du modèle sur le site expérimental du Col de Porte

Le travail d'évaluation de cette première version du modèle, sans les métamorphoses, a été fait en grande partie par deux élèves ITM (Ingénieurs des Travaux de la Météorologie), Eric Martin et Valérie Simon, dont j'ai encadré le stage de recherche de 3ème année d'une durée de 6 mois. Marcel Sudul, Pierre David, Chantal Gendre, Éveline Pougatch et Jean-Michel Panel, Ingénieurs et Techniciens au Centre d'Études de la Neige, ont grandement contribué à l'observation des données nécessaires, à leur acquisition et mise à disposition. La publication de Brun *et al.* (1989) présente les principaux résultats de cette évaluation, mais il convient d'apporter quelques éléments d'appréciation supplémentaires, non détaillés dans la publication.

L'évaluation approfondie a été faite sur la période hivernale 1986-1987, par comparaison entre des résultats de simulation et des observations de l'état interne et superficiel du manteau neigeux. Le site du Col de Porte, situé dans le massif de la Chartreuse à 1320 m d'altitude, est un site de moyenne montagne particulièrement enneigé pour son altitude modeste. Les précipitations annuelles avoisinent 2000 mm, avec un enneigement continu qui s'étend communément de mi-novembre à fin avril. Créé en 1959 pour des besoins de recherche sur la neige et le manteau neigeux, le site expérimental du Col de Porte faisait partie du cercle alors très fermé (moins de 5 sites au monde au début des années 80) des sites équipés d'un système d'observation automatique du manteau neigeux. Les mesures relatives au manteau neigeux et leurs interfaces étaient les suivantes :

- hauteur de neige par mesure ultra-sonique (précision voisine de 1 à 2 cm) ;
- température de surface de la neige à l'aide d'une sonde platine déposée et maintenue en surface (précision 0.1°C) ;
- rayonnement de grande longueur d'onde intégré sur 1 heure émis par le manteau neigeux (gamme 5-40 microns) permettant d'estimer la température de surface de la neige en considérant la neige comme un corps noir dans cette bande spectrale (précision au mieux de 1°C, compte-tenu de la perturbation de la surface de la neige induite par le pyrgéomètre et son mât de support). A noter qu'un dispositif spécial a été développé pour nettoyer automatiquement les 4 capteurs de rayonnement du site, basé sur le passage sous la ventilation



Fig. 1.3. Dispositif de mesure des rayonnements de courte et grande longueur d'onde, montants et descendants (rouge) et de leur système de nettoyage (bleu)

d'un sèche-main chaude puis froide une fois par heure lorsque la température est inférieure à 5° C (Figure 1.3). Pendant la période de nettoyage et de remise en équilibre thermique des capteurs (5 mn), l'intégration est arrêtée et une péréquation est faite pour évaluer l'énergie correspondante descendante ou montante sur la durée complète d'une heure. Par ce système original, les capteurs sont presque tout le temps déneigés ou dégivrés, sauf pendant les chutes de neige intenses. A noter également que l'ensemble des 4 capteurs est rehaussé ou abaissé manuellement en fonction de la hauteur de neige réelle, pour les maintenir à une hauteur de 50 cm à 1 m au-dessus de la neige ;

- température dans la neige à l'aide d'un mât équipé de thermocouples (précision nominale des sondes de 0,1°C .) mais des observations régulières montrent que la présence du mât perturbe grandement le manteau neigeux environnant sur au moins 15 à 30 cm de distance, par effet radiatif, par conduction thermique, par perturbation du tassement et de l'écoulement d'eau liquide ;
- écoulement d'eau liquide à la base du manteau neigeux à l'aide de deux bacs lysimétriques positionnés au sol, de surfaces respectives 5 m² et 1 m² ;
- un ensemble de 3 sondes PT100 dans le sol aux niveaux -10 cm, -20 cm et -50 cm de précision 0,1°C.

Des observations manuelles des profils de température, densité, teneur en eau liquide et stratigraphies étaient faites une fois par semaine, complétées par un carottage permettant de mesurer l'équivalent en eau du manteau neigeux.

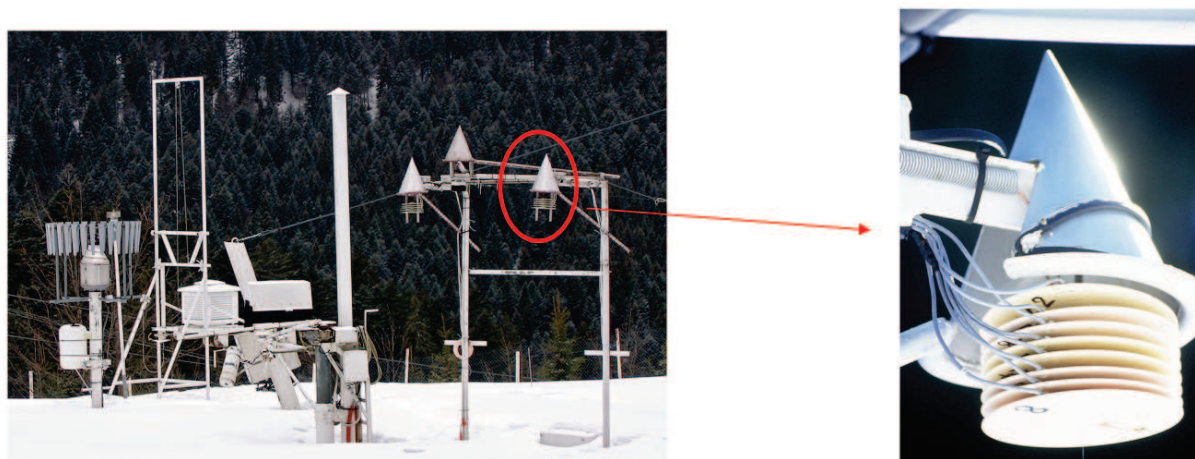


Fig. 1.4. Vue d'ensemble du système original de mesures du tassement des différentes couches de neige (droite) et vue détaillée des disques supportant le contact mercure avec le fil fin et la sonde de température de type PT 100

Pour pallier aux perturbations du profil de température par le mât de thermocouples, un système de mesures automatiques a été développé, inspiré d'un ancien système activé manuellement. Ce système consistait à mesurer automatiquement la position et la température de sondes déposées en surface du manteau neigeux après une chute de neige récente. Ces sondes PT 100 étaient placées sur un disque circulaire, très léger, blanc et horizontal (diamètre environ 20 cm) qui couglissait le long d'un fil résistif vertical fin, sous l'effet du tassement naturel des couches de neige. Le système était doublé, de façon à alterner le dépôt de nouveaux disques pour perturber le moins possible l'évolution naturelle du manteau neigeux autour du fil fin (Figure 1.4). En période de fonte, les disques réapparaissant en surface, étaient dégagés de celle-ci. Un contact au mercure entre le fil résistif et les disques permettait de mesurer la résistance entre l'extrémité supérieure du fil et les disques et évaluer ainsi la position des disques avec une précision de 1 mm, vérifiée lors d'un étalonnage. Ce système de mesure a très bien marché, permettant de mesurer à la fois le profil de température interne et le tassement des principales couches de neige, à l'exception de quelques pertes de contact sur certains disques en général à la base du manteau neigeux. Au vu des comparaisons faites entre les profils mesurés avec ces disques, ceux mesurés manuellement lors des sondages hebdomadaires et ceux mesurés par le mât de thermocouples, il a été décidé d'abandonner définitivement ce dernier et de le démonter.

Pour ce qui concerne l'observation des conditions météorologiques de forçage, les paramètres suivants étaient mesurés, de façon automatique sauf mention spécifique :

- température et humidité de l'air à 2 m, le niveau 2m étant maintenu par rehaussement ou abaissement de l'abri météorologique en fonction de l'épaisseur de neige sous l'abri ;
- vent à 10 m au-dessus du sol nu à l'aide de deux anémomètres à coupelle, l'un réchauffé, l'autre non ;
- rayonnement net de courte longueur d'onde obtenu par différence entre le rayonnement descendant et le rayonnement réfléchi ;
- précipitations pluvieuses et neigeuses déduites des mesures faites à l'aide de 2 pluviomètres, l'un chauffé, l'autre non ;
- épaisseur et équivalent en eau de la neige fraîche, relevés manuellement sur une planche à neige placée en surface du manteau neigeux.

La publication de Brun *et al.* (1989) expose les principaux résultats obtenus au Col de Porte durant l'évaluation. Ceux-ci peuvent se résumer ainsi :

- 3 simulations ont pu être faites sur 3 périodes distinctes de plusieurs semaines sans nécessiter de réinitialisation durant ces périodes ;
- malgré une légère dérive conduisant à la sous-estimation progressive de la hauteur de neige simulée, la comparaison entre les hauteurs de neige observées et mesurées montre des similitudes très fortes en terme d'accroissement du manteau neigeux et en terme de diminution que celle-ci soit due au tassement ou à la fonte (Figures 4, 7 et 8 de la publication) ;
- la sélection d'une période avec absence d'eau liquide dans les couches internes a permis de vérifier la qualité de la simulation de la diffusion thermique par conduction, validant ainsi à la fois la paramétrisation de la conductivité, fonction de la densité, et celle du tassement ;
- la qualité de la simulation de la température de surface et de l'écoulement d'eau liquide à la base du manteau neigeux (Figures 5 et 9 de la publication) prouve que les erreurs sur le calcul du bilan énergétique sont suffisamment faibles pour permettre des simulations réalistes sur plusieurs semaines sans nécessiter la réinitialisation de l'état du manteau neigeux ;
- regel profond : comme c'est fréquemment le cas au Col de Porte, le manteau neigeux a été soumis en plein hiver à une humidification sur toute son épaisseur, par apport de pluie et d'eau de fonte superficielle, au tout début du mois de janvier. L'épisode de froid qui a suivi a permis un regel du manteau neigeux sur une grande partie de son épaisseur. Les profils observés sur le terrain le 20 janvier ont permis de vérifier l'aptitude du modèle à reproduire de façon réaliste la vitesse et l'amplitude de cet épisode d'humidification puis de regel des couches profondes.

Des tests de sensibilité ont montré que la sous-estimation progressive du manteau neigeux en cours de simulation pouvait être due à une sous-estimation des précipitations neigeuses d'environ 5 %. Celle-ci pouvait être causée par l'absence de protection du pluviomètre contre le vent, généralement faible ou modéré, ou bien par une évaporation partielle de l'eau de fonte dans le pluviomètre chauffant. Les mesures d'équivalent en eau à la planche n'ont cependant pas permis de confirmer ou infirmer cette hypothèse. La sous-estimation pouvait venir aussi d'une sous-estimation de la mesure de l'albédo de la neige, due au fait que le pyranomètre dirigé vers le sol observe un manteau neigeux dont la surface est plus ou moins perturbée par le dispositif de mesure : ombre portée par l'instrument, perturbation autour du pylône supportant le bras horizontal, fusion de la neige déposée sur le bras. Mais tout progrès dans ce domaine nécessitait de pouvoir représenter les métamorphoses de la neige et calculer la taille des grains de neige, étape prévue ultérieurement dans le développement du modèle.

L'évaluation de cette première version du modèle sur le site expérimental du Col de Porte était donc très encourageante, en particulier par sa capacité à simuler un manteau neigeux réaliste pendant plusieurs semaines d'intégration, sans devoir réinitialiser l'état de la neige par une observation sur le terrain. Cette première étape était essentielle pour poursuivre le développement du modèle, en particulier la simulation de la métamorphose. Avant de s'y atteler, j'ai néanmoins préféré approfondir l'évaluation en réalisant des simulations sur des sites de plus haute altitude, choisis pour la représentativité de leur lieu de sondage et la qualité des observations fournies.

Évaluation du modèle de neige sur 2 sites du réseau nivo-météorologique de plus haute altitude

Contrairement à certaines idées reçues, la simulation d'un manteau neigeux de moyenne altitude peut s'avérer plus délicate que celle d'un manteau neigeux à plus haute altitude. En effet, le point de fusion est fréquemment atteint au Col de Porte en surface, voire même en profondeur. Un léger biais dans les flux d'énergie neige/atmosphère peut alors avoir des conséquences importantes dans l'humidification ou le regel des couches profondes. Une des conséquences pourrait être de simuler un manteau neigeux avec toutes ses couches internes au point de fusion, alors

qu'en réalité l'eau de fonte superficielle regèlerait intégralement la nuit, conduisant à garder les couches internes en-dessous du point de fusion.

A plus haute altitude, typiquement au-dessus de 1800 à 2200 m sur terrain plat dans les Alpes françaises, la température de surface est négative une grande partie de l'hiver et l'impact d'un biais dans les flux d'énergie n'aurait des conséquences que sur le profil de température, notamment près de la surface. Pendant cette période sans fusion, l'accumulation de la neige est proche de la somme des précipitations neigeuses, sauf en cas d'érosion ou de dépôt par le vent, processus non représenté dans le modèle. C'est également le cas dans les régions de haute latitude, où l'on peut distinguer facilement la période d'accumulation de la période d'ablation. Quand cette dernière commence, en général elle se poursuit et s'accroît rapidement si bien que le manteau neigeux fond très rapidement.

Même si la modélisation sur un site de plus haute altitude est, par cet aspect, plus facile qu'en moyenne montagne, force est de reconnaître qu'il y a plus d'incertitudes sur les conditions météorologiques nécessaires au forçage du modèle. Au milieu des années 80, il était exclu de s'appuyer sur les analyses des modèles météorologiques pour produire le jeu de données de forçage nécessaire au modèle : la faible résolution spatiale des modèles, la mauvaise représentation associée du relief et la qualité des analyses très limitée par la rareté des observations et la représentation très simplifiée des processus contrôlant la formation des nuages et des précipitations, constituaient alors un obstacle majeur.

Pour ces raisons, l'évaluation du modèle de neige s'est appuyé sur les observations météorologiques faites sur 2 sites du réseau durant la saison hivernale 1987-1988, Le Bachat au Monestier (2100 m en versant nord) et l'Alpe d'Huez (1900 m en versant sud mais sur un site très peu pentu). La relative proximité de Grenoble, la complémentarité des deux sites en terme d'orientation et de climat, l'excellente réputation de leurs observateurs nivo-météo et la faible sensibilité des 2 sites au transport de neige par le vent, ont conduit à retenir ces 2 sites. Pour réaliser la simulation, j'ai eu recours à un module d'interpolation des observations collectées, de façon à constituer le jeu de données de forçage horaire nécessaire au modèle. Les observations météorologiques disponibles sur le site et utilisées pour le forçage étaient les suivantes :

- température et humidité de l'air à 2 m à 8 h et 13 h locales ;
- vent à 2 m à 8 h et 13 h locales ;
- nébulosité selon le code OMM SYNOP, c.a.d nébulosité totale et nébulosité partielle des principales couches de nuage visibles en commençant par les nuages les plus bas à 8 h et 13 h locales ;
- type de temps selon le code OMM SYNOP à 8 h et 13 h locales ;
- équivalent en eau des précipitations au cours des 24 dernières heures à 8 h locales ;
- hauteur de neige récente relevée à la planche à 8 h et 13 h locales.

Le module d'interpolation s'appuyait sur les principes suivants :

- interpolation linéaire de la nébulosité et de l'humidité relative ;
- interpolation de la température de l'air selon une méthode développée pour l'estimation de la ressource en froid pour l'enneigement artificiel ;
- estimation des flux nets de courte longueur d'onde en fonction de la nébulosité (Perrin De Brichambault, 1982) pour le site et l'heure, en ayant préalablement relevé les masques des montagnes environnantes pour tenir compte de l'ombre portée par les montagnes. L'albédo de la neige était déduit du type et de la taille des grains de neige mesurés lors de l'observation hebdomadaire et maintenu constant pendant la semaine de simulation ;
- estimation des flux descendants de grande longueur d'onde par la formule de Berliand & Berliand (1952) en fonction de la nébulosité, de la température et de l'humidité. Une correction était apportée pour tenir compte de l'ombre portée par les montagnes environ-

- nantes, mais la formule de Berliand et Berliand utilisée ne prenait en compte l'altitude qu'indirectement par son effet sur la température et la nébulosité au point de mesure ;
- interpolation des précipitations neigeuses et pluvieuses déduites de la comparaison entre les hauteurs de neige fraîche relevées à la planche et l'équivalent en eau mesuré par le pluviomètre. La répartition horaire se faisait en fonction des types de temps observés et des relevés à la planche.

Le jeu de forçage a pu ainsi être constitué sur l'ensemble de la période de fonctionnement hivernal des stations de l'Alpe d'Huez et du Monestier. Le principe de l'évaluation a consisté à comparer les observations du manteau neigeux avec des simulations successives d'une durée d'une semaine, réinitialisées chaque semaine à partir des profils de température, de densité et teneur en eau liquide mesurés par les observateurs nivo-météo, que j'ai accompagnés plusieurs fois pendant l'hiver. Les résultats ont également été très encourageants, comme le montre pour le site du Monestier la Figure 11 de la publication. La plupart des phénomènes importants pour la prévision d'avalanches (hors effets du vent) sont bien capturés d'une semaine sur l'autre, à savoir, l'accumulation et le tassement de la neige récente, le gradient de température au sein du manteau neigeux et son humidification au printemps. Des résultats de qualité équivalente ont été obtenus sur le site de l'Alpe d'Huez (non publié).

Cette étape dans l'évaluation du modèle prouvait alors l'intérêt potentiel de la modélisation numérique du manteau neigeux pour la prévision opérationnelle de ce dernier. On pouvait d'ores et déjà imaginer une future application basée sur une initialisation hebdomadaire avec les observations du manteau neigeux réalisées dans la plupart des postes du réseau nivo-météo, prolongée par une simulation quotidienne jusqu'à l'observation du profil suivant. Une telle application pouvait permettre de suivre au quotidien des processus aussi importants que le tassement des couches de neige récente, l'humidification superficielle ou profonde du manteau neigeux ou bien le maintien sur une longue période d'un fort gradient de température propice à la formation de couches fragiles. Rien de tel n'existait alors dans une autre équipe de recherche ou dans les services de prévision d'avalanches. Mais il manquait néanmoins un élément essentiel pour l'analyse de la stabilité du manteau neigeux, sa stratigraphie qui nécessitait d'implémenter le processus de métamorphoses des grains de neige dans le modèle. C'est ce à quoi je décidais de m'atteler, d'autant que cela offrait la possibilité de faire dépendre l'albédo des caractéristiques de la neige superficielle. Le prochain chapitre, après la publication reproduite ci-dessous, décrit comment ont été établies les lois expérimentales décrivant les vitesses et type de métamorphoses en cas de gradient faible à modéré et en présence d'eau liquide.

AN ENERGY AND MASS MODEL OF SNOW COVER SUITABLE FOR OPERATIONAL AVALANCHE FORECASTING

By E. BRUN, E. MARTIN, V. SIMON, C. GENDRE, and C. COLEOU

(Météorologie Nationale, Centre d'Études de la Neige, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France)

ABSTRACT. A numerical model has been developed to simulate energy and mass evolution of snow cover at a given location, as a function of meteorological conditions: precipitation, air temperature, humidity, wind velocity, and incoming short-wave and long-wave radiation.

This model, named CROCUS, was first tested on a well-instrumented field during a whole winter, showing its ability to simulate the important phenomena affecting the evolution of the snow layers: high temperature gradients, wetting, compaction, and melting-freezing cycles. A second test was conducted at two locations in the French network used for operational avalanche forecasting. Though the weather observations are made there only twice daily, the snow profiles calculated by the model were very close to those obtained once a week by a pit observation. CROCUS proved itself sufficient to be considered now as a useful objective tool for operational avalanche forecasting.

INTRODUCTION

The mechanical equilibrium of snow cover, at any given moment, is governed by the thermal and morphological state of its different layers: temperature or liquid water content, density, snow-grain type and size. This state, at a given location, is governed by the meteorological conditions which prevailed since the beginning of the snow coverage.

In France, the avalanche-forecasting services collect information once a week from pits on the internal snow-cover structure and the forecaster assumes the evolution of the snow cover between two pit dates from the daily meteorological observations. But this step is difficult and subjective, since many parameters having considerable spatial variability work together: slope, orientation, air temperature, wind velocity, humidity, cloudiness, and snow albedo. The forecaster needs the help of an objective tool.

Knowledge of snow properties now allows the development of a numerical simulation of energy and mass evolution of the snow cover as a function of past and present weather conditions. Such a model would supply relevant information for the day-to-day avalanche forecasting. In past years, various evolution models have been developed, but principally for hydrological applications (Obled, 1971; Anderson, 1976; Morris and Godfrey, 1978). Navarre (1975) developed the first model suitable for avalanche forecasting.

The purpose of this paper is to describe a new energy and mass model of the snow cover which is well suited to monitoring the evolution of its different natural layers. This model was first tested at the measurement site at Col de Porte (French Alps) where complete meteorological observations are continuously and automatically recorded. As a second step, it was tested at two locations selected from the French snow-weather network where the meteorological conditions were measured twice daily. During the two experiments, the results of the model were compared with the observations made within the snow-pack. It allowed an estimation of the quality of the model which appeared sufficiently high to consider this model as a useful and necessary objective tool for day-to-day avalanche forecasting.

ENERGY AND MASS BALANCE OF THE SNOW COVER

The snow-pack evolution models developed for hydrological applications were principally developed to describe snow-cover melting. Anderson (1976) took into account all the phenomena affecting the energy and mass balance, and his model was efficient for the simulation of bottom-water run-off. Morris and Godfrey (1978) described the internal water transport by a physical equation but did not introduce the internal absorption of solar radiation which is then supplied to the snow surface. When the snow surface melts, it does not change the energy balance but, in the opposite case, it warms the snow surface more than in reality and the energy balance may be affected. In some cases, such a simplification cannot describe snow melting when it occurs a few centimeters below the surface which is still at a negative temperature.

These previous models are efficient for hydrological applications but the numerical layers they use do not match the natural layers of the snow-pack and they are insufficiently suited to following the energy history of each natural layer, which is the main information for characterizing its mechanical properties.

This heading describes the choice we have made to take into account all the phenomena affecting the evolution of the snow cover. To simulate a snow-pack, we consider it as unidimensional. The energy exchanges are projected perpendicular to the slope and are positive when they are supplied towards the snow-pack.

Long-wave radiation: Q_l

The radiative properties of snow in the range 5–40 μm imply radiative exchanges strictly confined to the snow surface.

$$Q_l = \epsilon_s Q_d - \epsilon_s \sigma T_s^4$$

where Q_d is the incident atmospheric long-wave radiation, T_s is snow-surface temperature, σ is the Stephan constant, and ϵ_s is snow emissivity. ϵ_s depends on the wavelength and on the angle of incidence. It generally varies from 0.98 to 1. We chose it equal to 1.

Short-wave radiation: Q_s

Incoming solar radiation is partly reflected by snow. The remaining part penetrates through the snow where it is gradually absorbed. Snow reflectance depends strongly on wavelength, grain-size, and impurity content. As the solar spectrum distribution varies with cloudiness, snow albedo α is not constant for a given snow layer. Absorption β depends on wavelength, grain-size, density, and impurities (Bohren and Barkstrom, 1972; Sergent and others, 1987). Since the penetration of solar radiation with depth is an exponential function $e^{-\beta z}$ with β varying strongly with wavelength, the solar absorption cannot be described by a unique mean value β . Therefore, the solar spectrum was divided into three spectral bands, 0.3–0.8, 0.8–1.5, and 1.5–2.8 μm , over which α and β are considered constant and depend only on the grain-size and density according to Sergent (unpublished) and Bohren and Barkstrom (1972).

At a depth z below the snow surface, the solar flux Q_s is given by:

$$Q_s = \sum_{i=1,3} (1 - \alpha_i) R_{s_i} e^{-\beta_i z}$$

where R_{s_i} is the incoming solar radiation in the spectral band i . The radiation absorbed by a layer of thickness Δz at a depth z is equal to:

$$\frac{dQ_s}{dz} \Delta z.$$

Turbulent exchanges between the snow surface and the atmosphere: Q_h and Q_e

Deardorff (1968) expressed the sensible turbulent flux Q_h and the latent turbulent flux Q_e as:

$$Q_h = \rho_a C_{p_a} Ch U_a (T_a - T_s)$$

$$Q_e = \frac{Ls \rho_a M_v}{P_a M_a} Ce U_a (E_i(T_a) - E_i(T_s))$$

where ρ_a is air density, C_{p_a} is specific heat of air, U_a is wind velocity at a given height above the snow surface, T_a is air temperature at the same level, Ls is the ice latent heat of sublimation, P_a is the atmospheric pressure, M_v/M_a is the ratio between water-vapor and dry-air molecular weights, $E_i(T)$ is the saturation vapor pressure above a flat ice surface at the temperature T , and T_s is snow-surface temperature. Ch and Ce are turbulent transfer coefficients which are generally assumed equal. They depend on snow-roughness length, on the height where T_a and U_a are measured, and on atmospheric surface boundary-layer stability. Above a snow-covered surface, the air temperature is generally higher than the snow-surface temperature in such a way that the boundary layer is stable. In this case Ch and Ce are very low (Deardorff, 1968) and, under slight wind conditions, the energy supplied to the snow by heat conduction through the air and by vapor diffusion due to vapor gradients in the air may be higher than by turbulent transfer. So, we prefer to suggest the following expression for Q_h and Q_e :

$$Q_h = \rho_a C_{p_a} Ch (a + b U_a) (T_a - T_s)$$

$$Q_e = \frac{Ls \rho_a M_v}{P_a M_a} Ce (a + b U_a) (E_i(T_a) - E_i(T_s))$$

where a and b must be adjusted experimentally for a given location. In the above equations Ls must be replaced by $(Ls - Lw)$ and $E_i(T)$ by $E_w(T_0)$ when T_s is equal to 0°C , since possible condensation would be liquid instead of solid when T_s equal to the melting point. Lw is the water latent heat of melting and $E_w(T_0)$ is vapor pressure over a flat water surface at the melting-point temperature T_0 .

Heat exchanges due to precipitation: Q_r

Snow is supposed to fall at the snow-surface temperature and rain at the air temperature. When it is raining, liquid water is introduced within the upper snow layer at the temperature T_0 and the energy Q_r equal to $Mr C_{p_w} (T_a - T_0)$ is supplied to the upper layer. C_{p_w} is the water specific heat at T_0 , and Mr is the liquid water mass.

Heat conduction through the snow-pack: Q_c

$$Q_c = \lambda \frac{\partial T}{\partial z}$$

where λ is the effective snow-conduction coefficient. Yen (1981) showed that most experimental λ measurements may be described by the following formula:

$$\lambda = \lambda_i \left(\frac{\rho_n}{\rho_w} \right)^{1.88}$$

where λ_i is the ice conduction coefficient, ρ_n and ρ_w are snow and liquid water density. Accurate measurements of λ during experiments on thermal convection in snow confirmed this formula (Brun and Touvier, 1987). This coefficient is called effective since it includes heat fluxes due to vapor diffusion through the snow-pack and which may be formally considered as thermal conduction:

$$Q_v = Ls D \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z}$$

where ρ_v is vapor density, and D is the vapor diffusion coefficient in snow. Therefore, Q_c must be limited by Q_v in Yen's formula.

Water movement through the snow-pack

When a snow layer is wet, liquid water may flow downward. According to Colbeck (1972), water flow occurs when water saturation exceeds the irreducible water saturation. The vertical water flux U_w may be expressed as:

$$\begin{cases} U_w = \frac{\rho_w}{\mu_w} g k \left[\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}} \right]^3 & \text{when } S_w > S_{wi} \\ U_w = 0 & \text{when } S_w \leq S_{wi} \end{cases}$$

where g is the gravity acceleration, μ_w is water viscosity at 0°C , k is intrinsic snow permeability, S_w is water saturation, and S_{wi} is the irreducible water saturation. S_{wi} depends on snow type and grain-size, and is typically around 9–10% per mass (Denoth and others, 1979; Brun, 1989). Water run-off at the snow-pack bottom is supposed to penetrate integrally through the ground.

Snow settling

The snow layers settle by the combined effect of grain metamorphism and the weight of the upper layers. The latter effect may be described by the mean viscosity. A settling law was established by Navarre (1975):

$$\frac{de}{e} = \frac{-\sigma}{\eta} dt$$

$$\text{with } \eta = \frac{6.10^4}{1 - f(d)} e^{23 \rho_n^{-0.1} (T_n - T_0)}$$

where e is the layer thickness, σ is the vertical stress, dt is the time interval, and $f(d)$ is a function of the snow type. In the present case, our model does not describe snow-grain evolution and we therefore considered $f(d)$ constant and equal to 0.4. Such a simplification may have serious consequences regarding the settling of depth-hoar layers, but no satisfactory solution can be found without explicit modeling of snow-grain metamorphism.

Heat transfer between snow and ground: Q_g

Because of the inter-annual variations of ground temperature, an energy Q_g , generally positive, is supplied to the bottom of the snow-pack. It depends on climatological and pedological conditions encountered at the specific location. Generally, Q_g decreases slowly during the winter accumulation period and decreases significantly during the melting period when cold water flows through the ground. However, we consider Q_g constant in the model, depending only on the location.

The above considerations about snow energy and mass balance show that the following input data must be available to simulate the snow-pack evolution: liquid and solid precipitation, wind velocity, air temperature and humidity, short-wave and long-wave incoming radiation, and thermal flux supplied from the ground.

NUMERICAL SOLUTIONS

To calculate its temperature, density, and liquid-water content profiles, the snow-pack is divided into layers

parallel to the slope. Energy transfers are projected perpendicular to the slope. The thickness of a layer i , $dz(i)$, is variable versus depth and time. Since the variations of greatest amplitude occur at the snow surface, the thickness of the upper layers is smaller than the thickness of the bottom layers.

Heat conservation in an internal layer i may be written as:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_n C_p dz(i) T(i) + L_w C_w(i)) = Q_c + L_w W + Q_s$$

where $C_w(i)$ is the liquid-water mass within the layer considered, W is the liquid-water balance of the layer due to percolation, and C_p is the ice specific heat which is a linear function of the temperature $T(i)$.

For the surface layer i , the equation becomes:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho_n C_p dz(i) T(i) + L_w C_w(i)) = \\ = Q_c + L_w W + Q_s + Q_e + Q_h + Q_r + Q_l \end{aligned}$$

where Q_c is the heat flux due to conduction with the layer just below, and W is the water due to precipitation.

For the bottom layer, the conservation equation becomes:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_n C_p dz(i) T(i) + L_w C_w(i)) = Q_c + L_w W + Q_s + Q_g.$$

Because of possible phase changes between ice and liquid water, the energy-conservation equations cannot be solved simultaneously to calculate both variables $T(i)$ and $C_w(i)$ at time $(t + dt)$ from their values at time t . We have chosen to calculate first the temperature $T(i)$ of each layer i at time $(t + dt)$ involved by the energy equation of the layer and then to impose phase changes necessary to have liquid water only when the temperature is equal to the melting point T_0 . T_0 is assumed to remain constant and equal to 273.16 K.

To calculate the temperature of each layer, we use the classical resolution technique of Cranck and Nicholson which is an implicit method using finite differences. It requires the linearization of each heat exchange with regard to the temperature. The implicit method is necessary to get good accuracy for the exchanges near the surface. In our case, it is significant because Q_h , Q_e , and Q_l depend strongly on the snow-surface temperature T_s . When T_s is equal to the melting point T_0 at time t , a preliminary computation of the surface-energy balance is made to determine whether T_s will remain equal to T_0 at time $(t + dt)$. In this case, the computation of the surface-energy balance is exact during the whole time interval and the implicit method is not used during that interval, since it would lead to a value of T_s strictly greater than T_0 , so affecting strongly the heat exchanges.

After calculation of the temperature profile at time $(t + dt)$, the model makes the necessary phase changes corresponding to the possible freezing of wet layers or their possible melting. The computation of water percolation is then made after introducing possible rain water. It uses a linearization of the percolation equation to avoid any numerical instability.

Settling is then taken into account by decreasing the thickness of each layer corresponding to the increase of density. Possible new snow layers are added to the snow-pack.

Before using the new temperature, density, and liquid-water content profiles for a new run, each layer depth is tested to avoid layer thicknesses below 0.5 cm and to avoid a number of layers greater than 50. In such a case, adjacent layers are combined according to the following rules, if possible: no combination of layers derived from two different snowfalls, combination of adjacent layers of closest density, keeping the thickness of the 15 upper layers below 1 cm. Such rules allow matching of the numerical

layers to the natural layers of the snow-pack. This allows us to obtain, for a given layer, its complete "energy history" since its formation and so to predict its morphological and mechanical characteristics with regard to the snow-pack stability (high temperature gradients, wetness, compaction, and melting-freezing cycles). Because of the possibility of numerical layer thickness reaching 0.5 cm, the time interval was chosen equal to 15 min.

TEST OF THE MODEL ON A WELL-INSTRUMENTED SITE

To test the model, measured snow profiles over a whole snow season must be compared with the profiles calculated by the model. Possible differences may also be involved due to defects in the model, such as a poor knowledge of the prevailing meteorological conditions which are used as input data during the simulation. Therefore, a well-instrumented location was chosen for the first test of the model.

We chose the measurement site of our laboratory at Le Col de Porte, located in the Massif de la Chartreuse in the northern French Alps, 1320 m a.s.l. The site is located in a slightly windy glade. Mean annual precipitation is around 2 m. Typical climatic conditions may be characterized by sequences of cold and warm periods during which rainfall may be seen even during the coldest months. Continuous snow cover usually lies from late November to the beginning of May. Deep snow layers are wet most of the time and the upper snow layers are submitted to varied conditions depending on the weather. Because of its variable climatic conditions, the chosen location is well suited to testing how the model is able to simulate the response to the main phenomena affecting the snow-pack: wetting, partial or total refreezing, rapid accumulation, and rain on snow.

Input data measurements

The following parameters necessary to the simulation were measured every hour: air temperature and humidity, liquid and solid precipitation, wind velocity, net solar radiation, and long-wave incoming radiation.

Snow-pack profile measurements

Hourly snow-temperature profiles were measured automatically by the following original device: after snowfall, a small plate was placed on the snow surface. This plate slides along an electric wire hanging from a portico. A small mercury switch connected to the plate makes an electrical contact with the wire. The plate carries a small platinum thermistor. Since no artificial vertical heat transfers are involved by the device, it allows us to obtain very accurate snow-temperature profiles (accuracy of $\pm 0.02^\circ\text{C}$) and to measure accurately the settling of each layer (accuracy of $\pm 2\text{ mm}$). Snow depth, snow-surface temperature by long-wave output radiation, and bottom-water run-off were measured hourly.

Once a week, snow temperature, density, and liquid-water content profiles were determined on the site by a classical snow pit.

Simulation results

Continuous snow cover remained from 17 December 1986 until 27 April 1987. Figure 1 describes the observed snow depth and layering. Figure 2 describes the observed air temperature, precipitation, and bottom run-off.

Partial tests

Each of the physical laws introduced into the model was first tested separately choosing for each of them suitable periods.

The thermal conduction scheme was tested by simulation of the internal temperature at the given level of a plate using as boundary conditions the measured temperatures at the level of the plate just below and just above. The levels were chosen in order to have only heat conduction as energy transfer, i.e. the snow layers were dry and far enough below the surface to neglect the incoming solar radiation. Figure 3 describes the results of this simulation during 8 d.

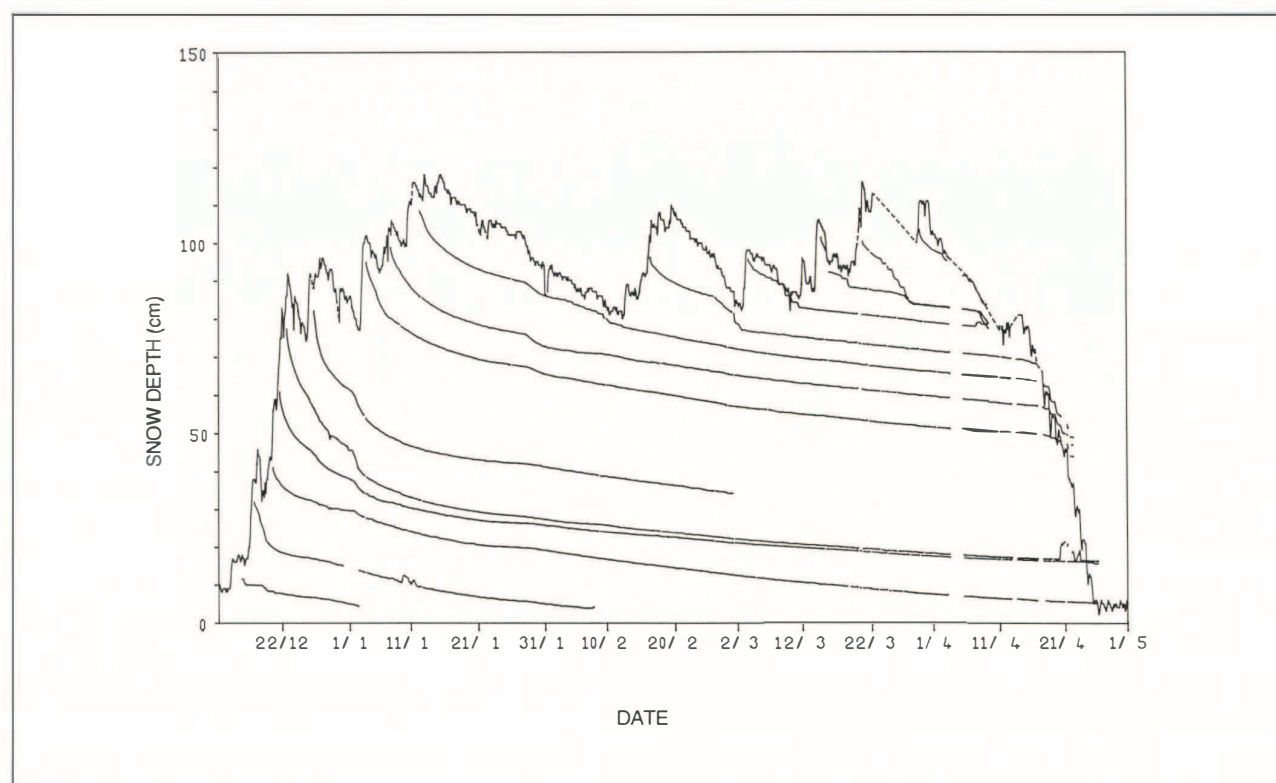


Fig. 1. Snow depth and compaction of each layer observed during the 1986-87 winter at Col de Porte. Missing snow-depth data are shown by the dashed line.

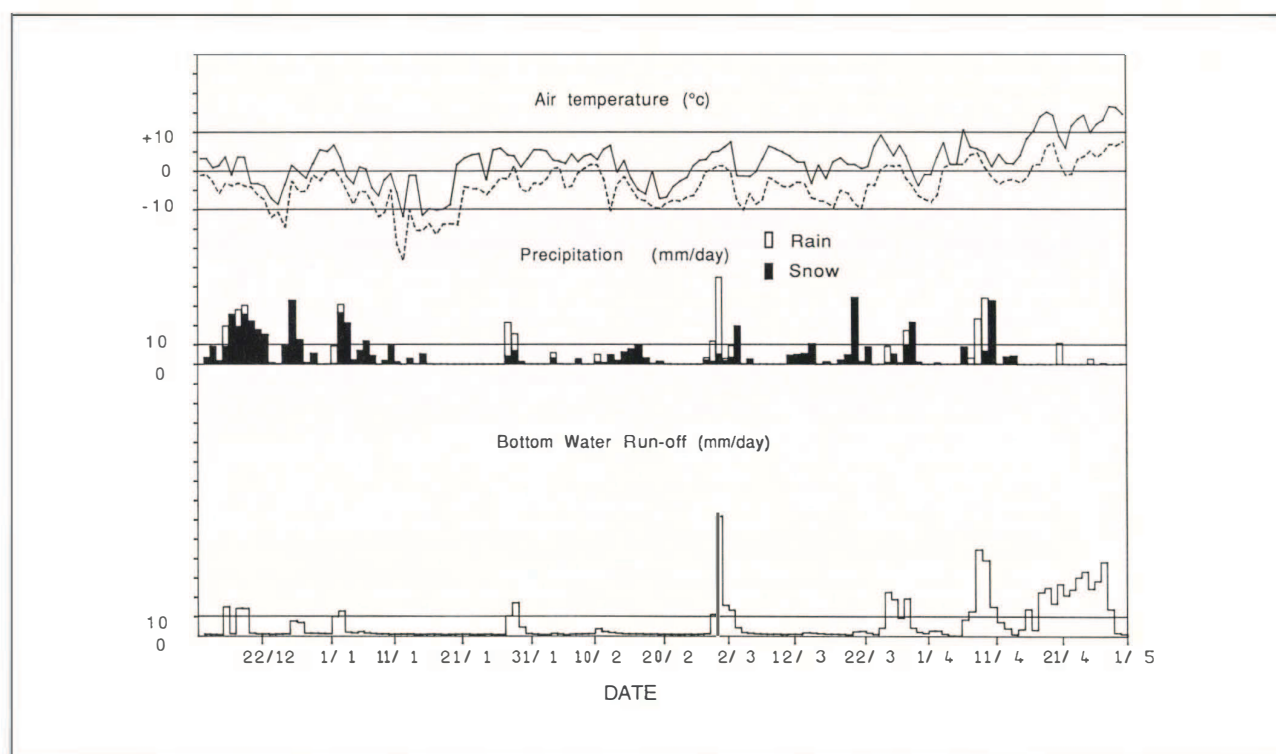


Fig. 2. Maximum and minimum daily temperature, snow and rain precipitation, and bottom-water run-off observed during the 1986-87 winter at Col de Porte.

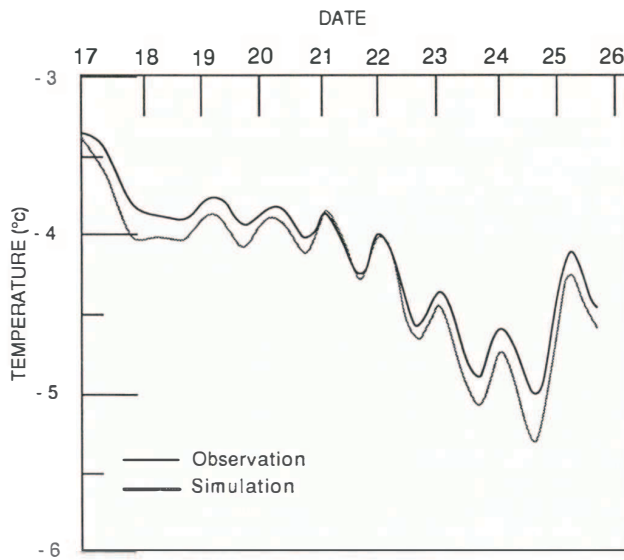


Fig. 3. Comparison between measured (—) and simulated (---) internal temperature during an 8 d run to test the conduction scheme.

The coefficients a and b used to calculate Q_h and Q_e were fitted from snow-surface temperature measurements during a cloudless and windy night in February.

Cold and sunny days in January were used to test the absorption of incoming solar radiation. The melting period was used to test the percolation scheme.

Global test

After having checked each parameterization, a complete simulation was conducted during three periods.

The first period lasted from 17 December 1986 until 25 January 1987. It was interrupted because of a breakdown of the data logger. The initial profile was determined when the snow depth was only 22 cm. Figure 4 shows a comparison between the measured and the observed snow depth. A small under-evaluation increasing versus time may be seen. Since the same defect was observed simultaneously concerning the snow-pack water equivalent, even during cold periods when no melting was either observed or simulated, we concluded it came from an under-evaluation of the snow precipitation, due to wind or evaporation effects in the rain gauge. Despite this defect, we noted a good agreement, principally for describing the settling of fresh snow.

In Figure 5 are plotted the measured and simulated snow-surface temperatures during a cloudy and cold period

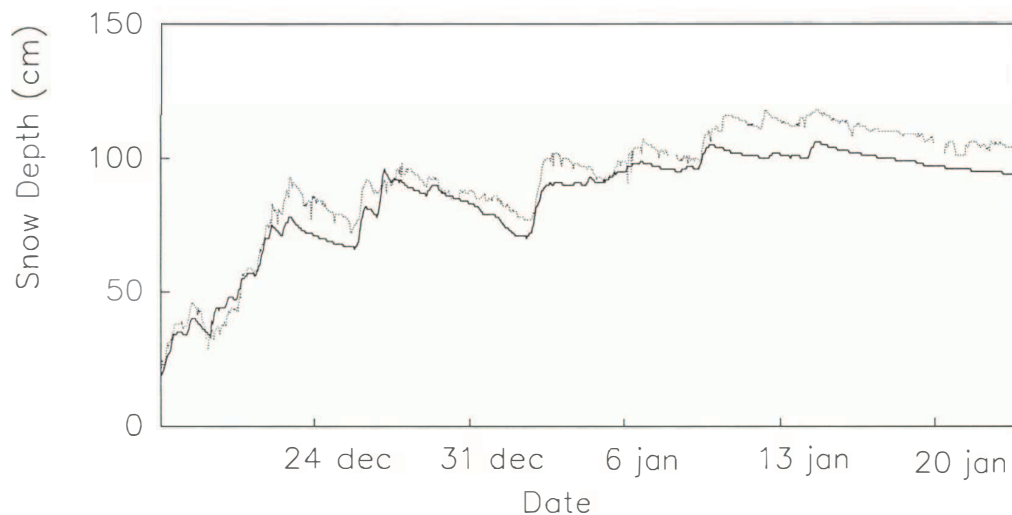


Fig. 4. Measured (---) and simulated (—) snow depth during the first test period at Col de Porte.

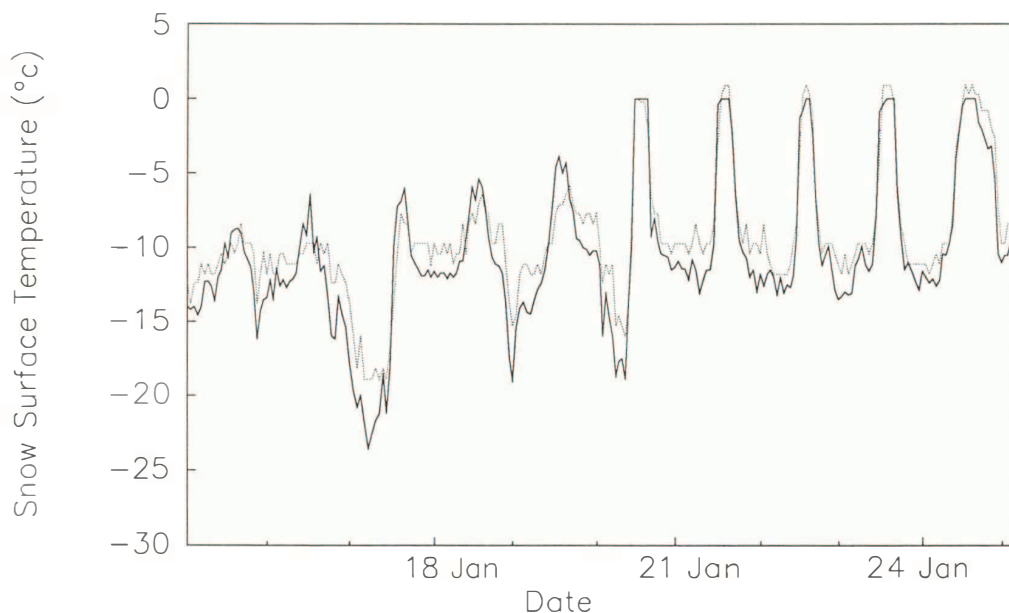


Fig. 5. Measured (---) and simulated (—) snow-surface temperature during a 10 d run from the first period.

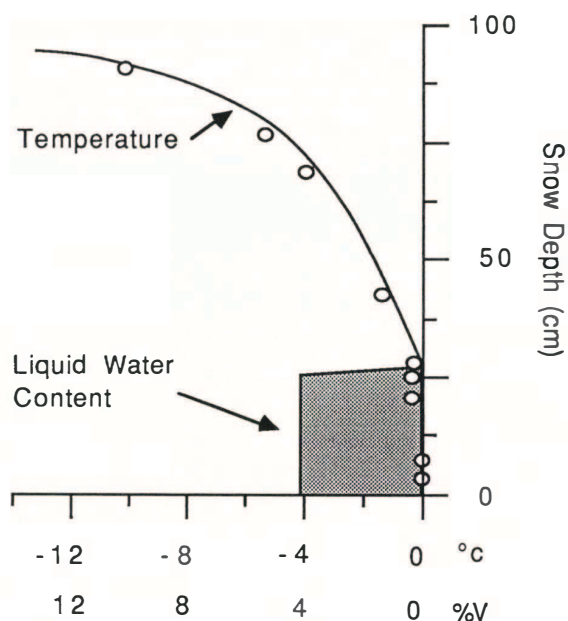


Fig. 6. Comparison between the simulated snow-temperature profile and the measured temperature (o) made at the level of the plates after a 34 d simulation.

followed by a warm and sunny one. Despite the variation of meteorological conditions encountered during this test period, the correlation is equal to 0.95 and the absolute error is equal to 2.1 °C. The very good agreement validates the parameterizations used in the model for describing the energy exchanges between the snow surface and the atmosphere.

Figure 6 compares measured and simulated snow profiles after 34 d of simulation. Temperature profiles are very similar and snow depths show only a 10 cm difference.

The second period lasted 56 d from 4 February until 3 March 1987. It was interrupted when simulation results and observations were considered to be too different.

Figure 7 shows the measured and simulated snow depth during this period. As during the first test period, we remark that the difference increases versus time and is explained by an underestimation of the snow precipitation. However, the similar shape of the two curves between snowfall occurrences expresses a good description of energy exchanges and settling.

The third period from 9 April until 26 April 1987 was the melting period. Only two slight snowfalls were observed and the modelization shows perfect agreement between the observed and the measured snow depth as seen in Figure 8. Figure 9 compares the observed and simulated bottom-water run-off. A systematic difference may be seen but the shapes of the two curves are very similar. The difference is due to weaker incoming solar radiation around the lysimeter than around the radiation sensors because of the proximity of a forest.

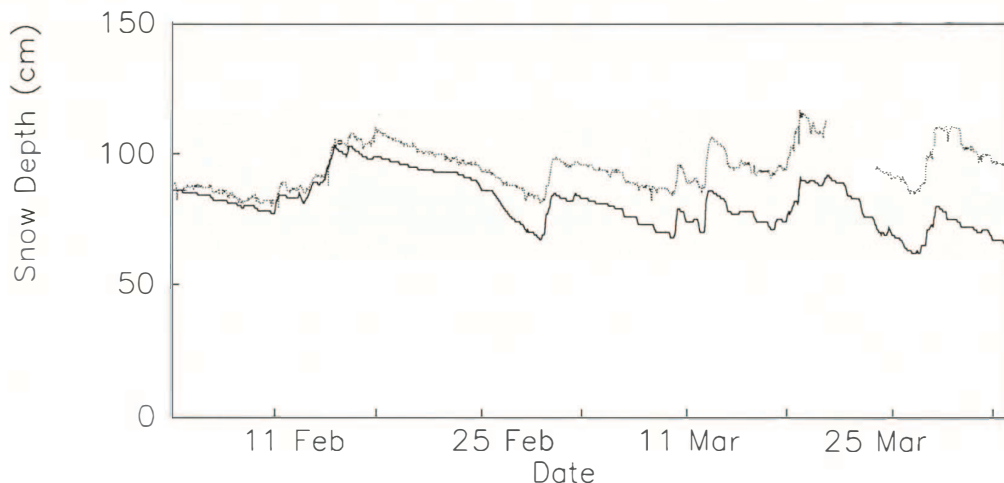


Fig. 7. Measured (--) and simulated (—) snow depth during the second test period at Col de Porte.

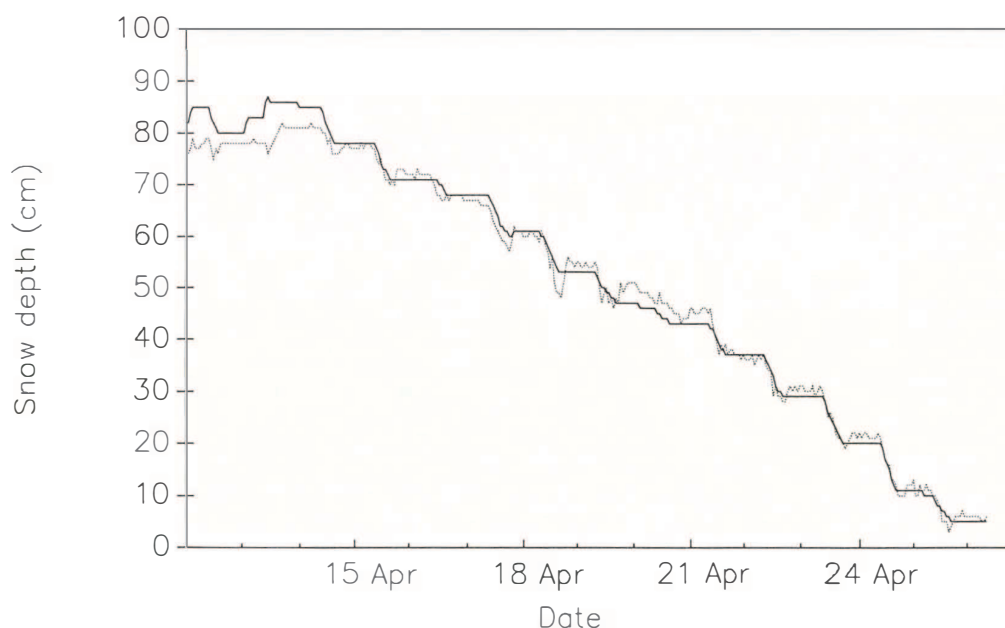


Fig. 8. Measured (--) and simulated (—) snow depth during the third test period at Col de Porte.

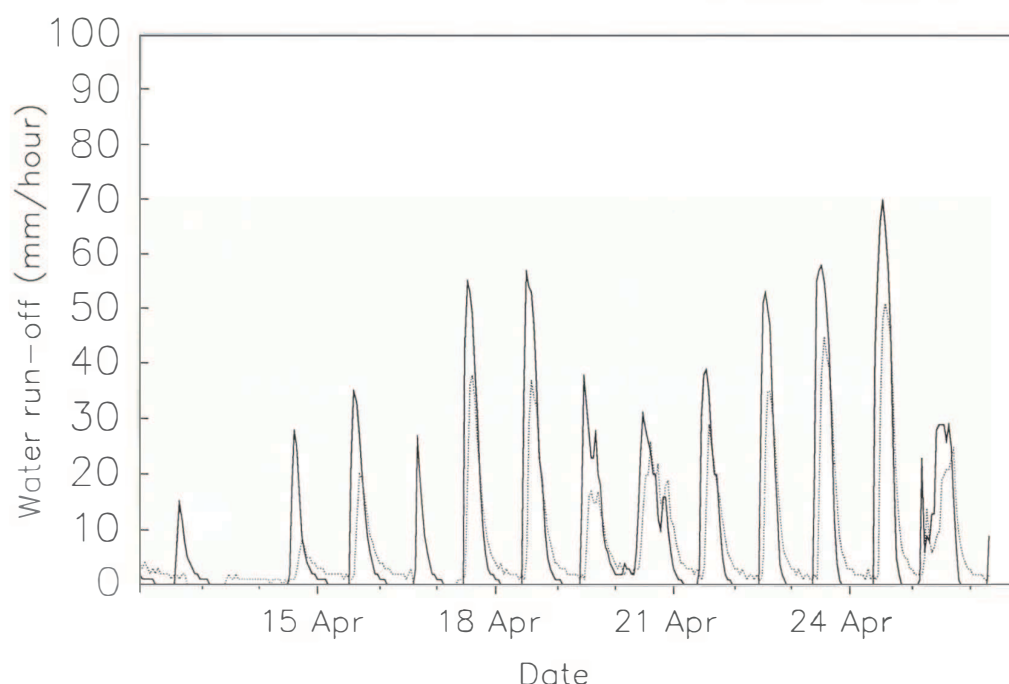


Fig. 9. Measured (--) and simulated (—) water run-off during the third test period at Col de Porte.

The simulation results during the whole season show that the model is efficient for simulating the different phenomena affecting the snow cover and its stability: surface snow-layer wetting, superficial or deep refreezing, layer settlement, and water run-off. All these events are governed by the snow-cover energy balance which depends strongly on the snow-surface temperature, in such a way that only a complete modelization of heat exchanges at the surface and within the snow cover allows determination of their occurrence.

Figure 10 shows the daily value of each type of heat exchange during the winter. Great variability may be noted, showing the interest of the model as an objective tool for the avalanche forecaster to quantify how the weather conditions affect the snow-pack.

TEST OF THE MODEL WITHIN THE OPERATIONAL FRENCH AVALANCHE FORECASTING FRAMEWORK

The good quality of the model at Col de Porte is partly due to the good quality of the meteorological data used as input data during the simulation. Such data are not so easily available within the framework of operational avalanche forecasting, which is concerned with a large area. In the French Alps, the operational network has around 80 snow-weather observation points which produce two daily SYNOP-like weather observations, at 08.00 and 13.00 h. Air temperature, wind velocity, precipitation, and cloudiness are measured there.

To test the model, two locations were chosen where different climatic conditions usually prevail. The first one is at l'Alpe d'Huez, Isère, 1900 m a.s.l. We chose a 9° south-facing slope. The second one was at Le Monestier, Hautes Alpes, 2100 m a.s.l., where we chose a 2° north-facing slope with high mountains southward, hiding the sun for an important part of the day. Empirical functions were established to extrapolate hourly values of T_a , V , and Q^+ from the two daily observations. Air humidity was deduced from measurements made at nearby locations. Incoming short-wave radiation was calculated from topography and an empirical function was used to evaluate the absorption by the clouds. Snow albedo was estimated from the observed snow-grain type.

The model results after simulation over a week were compared with the profiles of temperature, density, and sometimes liquid-water content measured once a week by an

observer from pit. This was then used as the initial profile for the next weekly simulation. Such an approach fits the actual behaviour of the avalanche forecaster, who gets snow profiles once a week from each snow-weather station and guesses how these profiles are supposed to evolve with regard to the meteorological conditions.

The results obtained over the whole 1987–88 season at Le Monestier are shown in Figure 11. Observed and simulated profiles are always in good agreement and the differences are of the same order as the natural spatial variation. Sometimes, near the surface, temperature profiles are different when, during cold and sunny days, the model computes in fresh surface snow layers a temperature profile characterized by a relative maximum a few centimeters below the surface, while the surface remains cold due to the long-wave radiation. Such a profile may be seen in Figure 11 for 26 January. They were sometimes observed but with such local gradients it is difficult to measure the temperature profile accurately. However, the main characteristics of the snow-pack are well simulated over the whole season. It remains dry until the end of March and the calculated temperature gradient is very close to the observed one. This information is very important for dry snow-packs, since temperature gradient governs dry-snow metamorphism, depending on its value in respect to thresholds to allow rounded crystals, faceted crystals, or depth hoar to grow. During late March, melting-freezing cycles occurred at the surface but liquid water did not flow through the whole snow-pack until the middle of April. Simulation and observation are again in very good agreement during this wetting period.

The results were of similar quality at the Alpe d'Huez observation point. However, despite a good global behaviour of the model, some defects were noted during the simulation. Since the viscosity used in the model does not take into account the snow type, the model calculates too great a density in the depth-hoar layers at the bottom of the Le Monestier snow-pack. There are few values available in the literature to describe this viscosity. The second defect concerns water percolation through the snow layers, which is assumed to be unidimensional in the model. In Nature, water flow occurs preferentially within channels (Colbeck, 1975) and it cannot be easily taken into account in a mathematical one-dimensional model. This explains the difference found between the last observed and calculated liquid-water content profile at Le Monestier as seen in Figure 11. The two profiles are different, but the model

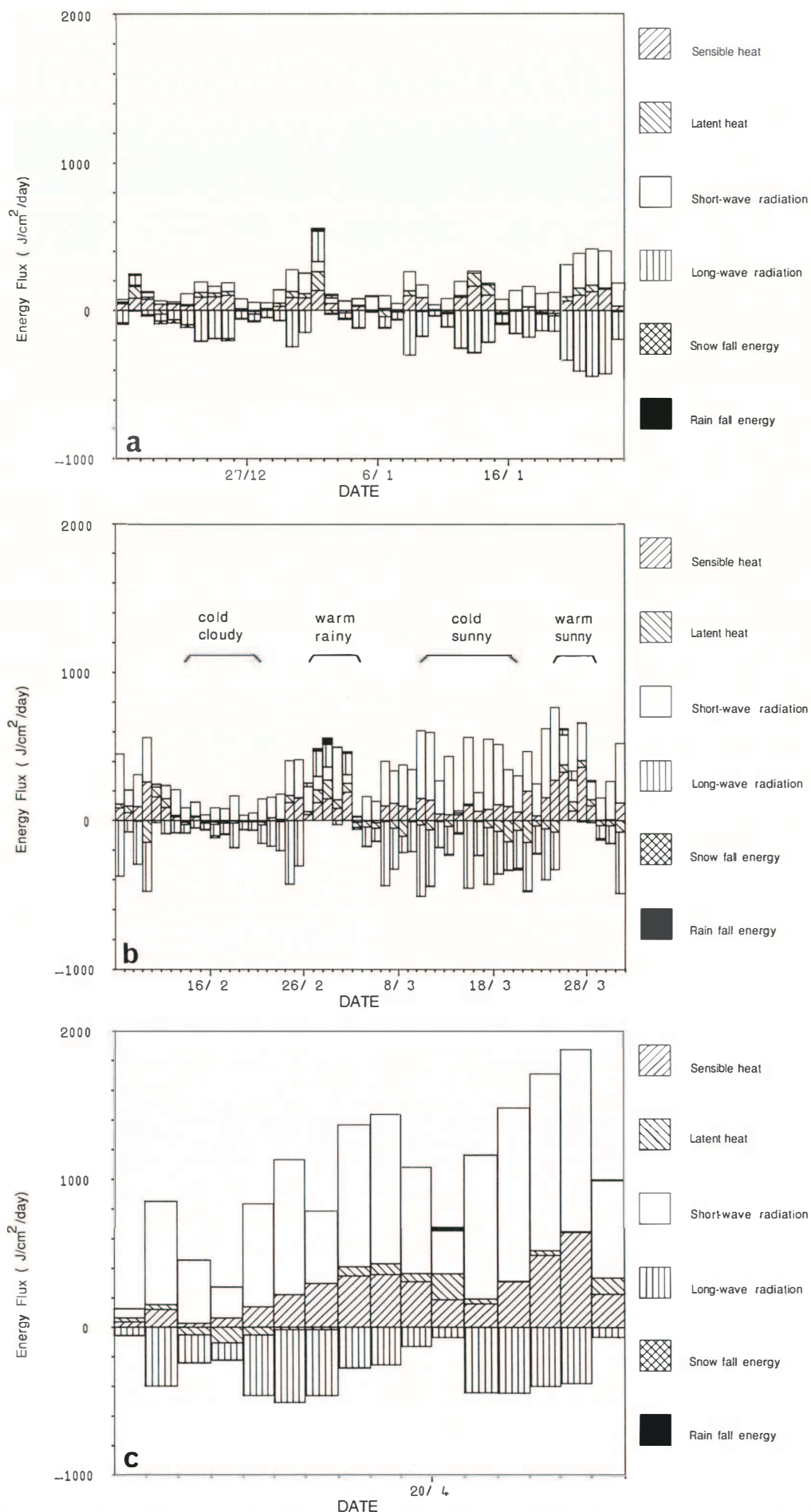


Fig. 10. Energy contribution of the different heat exchanges involved in the snow-pack energy balance depending on weather conditions at Col de Porte during the three test periods.

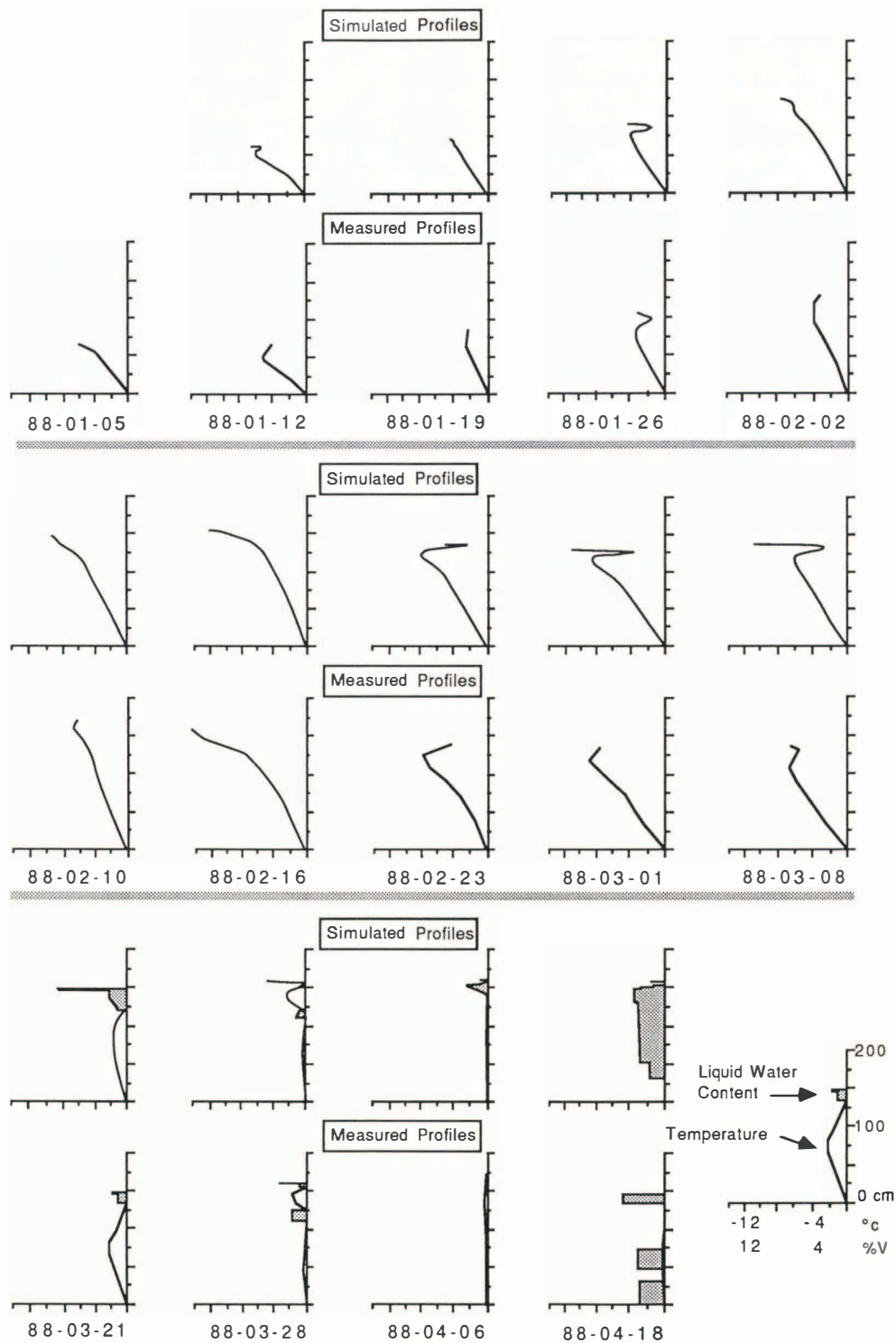


Fig. 11. Comparison between the snow-temperature and liquid-water content profiles simulated and observed from a pit once a week during the whole season at Le Monestier.

and the observation show a snow-pack which is also wet at the surface as at depth, which is the important information in such a case.

CONCLUSION

The two test experiments have shown that the model named CROCUS was efficient for simulating the snow profiles from the prevailing meteorological conditions. When only poor meteorological data are available, the loss in quality involved is not too important, in such a way that the model simulates well the different phenomena affecting the snow-pack: temperature gradient, surface wetting, refreezing of the wet-snow layers, melting, and bottom-water run-off. So, it may already be considered as a

valuable tool for operational avalanche forecasting. However, some problems remain, concerning principally the settling of particular snow layers. This means that to improve this model simulation of snow metamorphism to determine the snow type of each layer is necessary.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the people of the Centre d'Études de la Neige who were involved in the instrumentation of the Col de Porte laboratory, the avalanche forecasters of the Centre d'Études de la Neige who ran the model during the operational test, and also the ski resorts of l'Alpe d'Huez and Le Monestier which supplied the observations necessary for the test.

REFERENCES

- Anderson, E. 1976. A point energy and mass balance model for a snow cover. *NOAA Tech. Rep. NWS* 19.
- Bohren, C.F. and B.R. Barkstrom. 1974. Theory of the optical properties of snow. *J. Geophys. Res.*, **79**(30), 4527-4535.
- Brun, E. 1989. Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Ann. Glaciol.*, **13**, 22-26.
- Brun, E. and F. Touvier. 1987. Étude expérimentale de la convection thermique dans la neige. *J. Phys. (Paris)*, **48**, Colloq. C1, 257-262. (Supplément au 3.)
- Colbeck, S.C. 1972. A theory of water percolation in snow. *J. Glaciol.*, **11**(63), 369-385.
- Colbeck, S.C. 1975. A theory for water flow through a layered snowpack. *Water Resour. Res.*, **11**(2), 261-266.
- Deardorff, J.W. 1968. Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *J. Geophys. Res.*, **73**(8), 2549-2557.
- Denoth, A., W. Seidenbusch, M. Blumthaler, P. Kirchlechner, W. Ambach, and S.C. Colbeck. 1979. Study of water drainage from columns of snow. *CRREL Rep.* 79-1.
- Morris, E.M. and J. Godfrey. 1978. The European hydrological system snow routine. In Colbeck, S.C. and M. Ray, eds. *Proceedings of a Meeting on Modeling of Snow Cover Runoff*, 26-28 September 1978. Hanover, New Hampshire. Hanover, NH, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 269-278.
- Navarre, J.P. 1975. Modèle unidimensionnel d'évolution de la neige déposée. Modèle perce-neige. *Météorologie*, **4**(3), 103-120.
- Obled, C. Unpublished. Modèle mathématique de la fonte nivale. (Thèse, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1971.)
- Sergent, C. Unpublished. Rapport. Centre d'Études de la Neige, Grenoble, France.
- Sergent, C., P. Chevrant, J. Lafeuille, and D. Marbouty. 1987. Caractérisation optique de différents types de neige. Extinction de la lumière dans la neige. *J. Phys. (Paris)*, **48**, Colloq. C1, 361-367. (Supplément au 3.)
- Yen, Y.-C. 1981. Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. *CRREL Rep.* 81-10.

MS. received 22 March 1989 and in revised form 5 July 1989

Chapitre 2

Établissement de lois quantitatives expérimentales décrivant les métamorphoses de la neige sèche de faible et moyen gradient et les métamorphoses de la neige humide

Résumé

Ce chapitre décrit les travaux expérimentaux qui ont permis d'établir des lois quantifiant la vitesse de deux types de métamorphose de la neige qui n'étaient alors connues que sous forme théorique ou de façon qualitative.

Il décrit une première étude relative à la métamorphose de la neige sèche soumise à un gradient thermique faible à modéré, réalisé dans le cadre de l'encadrement d'un stage d'ingénieur. Outre les vitesses de métamorphose, cette étude a permis de déterminer la valeur de $5\text{ }^{\circ}\text{Cm}^{-1}$ comme étant le seuil de gradient de température au-dessus duquel la métamorphose de neige sèche aboutit à la formation de cristaux anguleux (faces planes ou gobelets), plutôt qu'à la formation de grains arrondis, tout au moins aux températures observées généralement dans les manteaux neigeux saisonniers de type alpin.

Ce chapitre décrit également de façon synthétique la stratégie expérimentale définie puis mise en œuvre pour quantifier la métamorphose de la neige humide. Les résultats détaillés y sont présentés en fin de chapitre dans le papier de Brun (1989). Cette étude a nécessité le développement d'un système original d'humidification d'un échantillon de neige par absorption diélectrique, de façon à porter l'échantillon de neige à une teneur en eau liquide donnée, homogène dans tout un volume, ce qui n'avait jamais été fait auparavant.

Ces 2 études expérimentales ont complété les lois existantes, relatives à la vitesse de grossissement des gobelets et permis d'établir ainsi le premier jeu relativement complet de lois décrivant quantitativement les types et vitesses de métamorphose de la neige saisonnière. Celles-ci dépendent du gradient de température, de la température et de la teneur en eau liquide.

2.1 Généralités sur les métamorphoses de la neige

Une des principales caractéristiques du manteau neigeux saisonnier vient de sa stratification par empilement de couches de neige successives, quasi-parallèles à la pente, de densité et gra-

nulométrie différentes. Le type et la taille des grains que constituent les cristaux de glace au sein d'une couche sont le fruit de métamorphoses, transformations essentiellement thermodynamiques et dans une moindre mesure mécaniques. Celles-ci sont principalement contrôlées par les conditions de température et de teneur en eau liquide qui règnent au sein de la couche à chaque instant.

Au milieu des années 80, les métamorphoses étaient relativement bien connues depuis plusieurs décennies sur le plan qualitatif (La Chapelle, 1969 ; Sommerfeld & La Chapelle, 1970 ; Perla and Martinelli, 1978 ; Raymond and Tusima, 1979 ; Wakahama, 1968). On distingue tout d'abord les métamorphoses de neige sèche, des métamorphoses de la neige humide. La littérature ne fournit pas de critères absolus pour distinguer la neige sèche de la neige humide. En effet, le fait que l'eau liquide en faible quantité n'occupe que quelques emplacements préférentiels, notamment aux joints de grains sous forme de ménisques (Colbeck, 1973, 1974, 1975), assurent une certaine continuité entre un état où les échanges entre la glace et l'air des pores se font essentiellement par transferts glace/vapeur et un état où les échanges se font essentiellement par des transferts glace/eau liquide et eau liquide/vapeur. Dans les études qui suivent, le critère adopté pour distinguer un état sec d'un état humide correspond au seuil mesurable, au milieu des années 80, du contenu en eau liquide par calorimétrie froide ou par mesure de permittivité diélectrique, à savoir environ 0,1 % de la masse (Denoth *et al.*, 1979 ; Kuroiwa, 1968). Dans la pratique, une neige à faible contenu en impuretés est sèche dès que sa température est inférieure à -0,1 °C. Au-dessus de cette température, seule la mesure de la teneur en eau liquide permet de distinguer si la neige est sèche ou humide.

Dans le cas de la neige sèche, on distingue les métamorphoses de fort gradient, conduisant à la formation de givre de profondeur (nommé également gobelets), de la métamorphose de gradient faible ou modéré, conduisant soit à la formation de faces planes si le gradient est assez fort, soit à la formation de grains fins arrondis quand les conditions sont proches de l'isothermie. La figure 2.1 synthétise les principales transformations possibles.

La classification internationale de la neige (Colbeck *et al.*, 1990) n'avait pas encore été publiée et les études décrites dans ce chapitre utilisaient encore la classification en usage pour la prévision du risque d'avalanches. La Figure 2.1 mentionne également la correspondance entre ces 2 classifications pour ces types principaux de grains.

Les théories des processus thermodynamiques contrôlant les différentes métamorphoses de la neige sèche et la métamorphose de la neige humide sans impuretés avaient été établies, en s'appuyant le plus souvent sur l'hypothèse que les grains de neige étaient constitués de sphères (Colbeck, 1973, 1974, 1975, 1980, 1983). Ces théories permettent d'expliquer les principaux processus en jeu pour transformer la taille et le type de grains, mais elles permettent aussi d'identifier les conditions contrôlant les différents types de métamorphose.

2.2 Connaissances préalables sur la métamorphose de la neige sèche

Pour la neige sèche, les transferts glace/vapeur d'eau jouent le rôle essentiel : la dépendance de la pression de vapeur saturante en fonction de la température et de la courbure de l'interface glace/air humide crée dans les pores entre les cristaux des zones de sur-saturation et des zones de sous-saturation. Cela conduit respectivement à la condensation solide de la vapeur sur les cristaux existants ou bien à la sublimation des cristaux. La diffusion de la vapeur au sein des pores, sous l'effet de ces gradients ou des éventuels mouvements d'air, permet d'entretenir le phénomène, conduisant à la poursuite des transformations tant que la géométrie du cristal ou les gradients locaux de température le permettent.

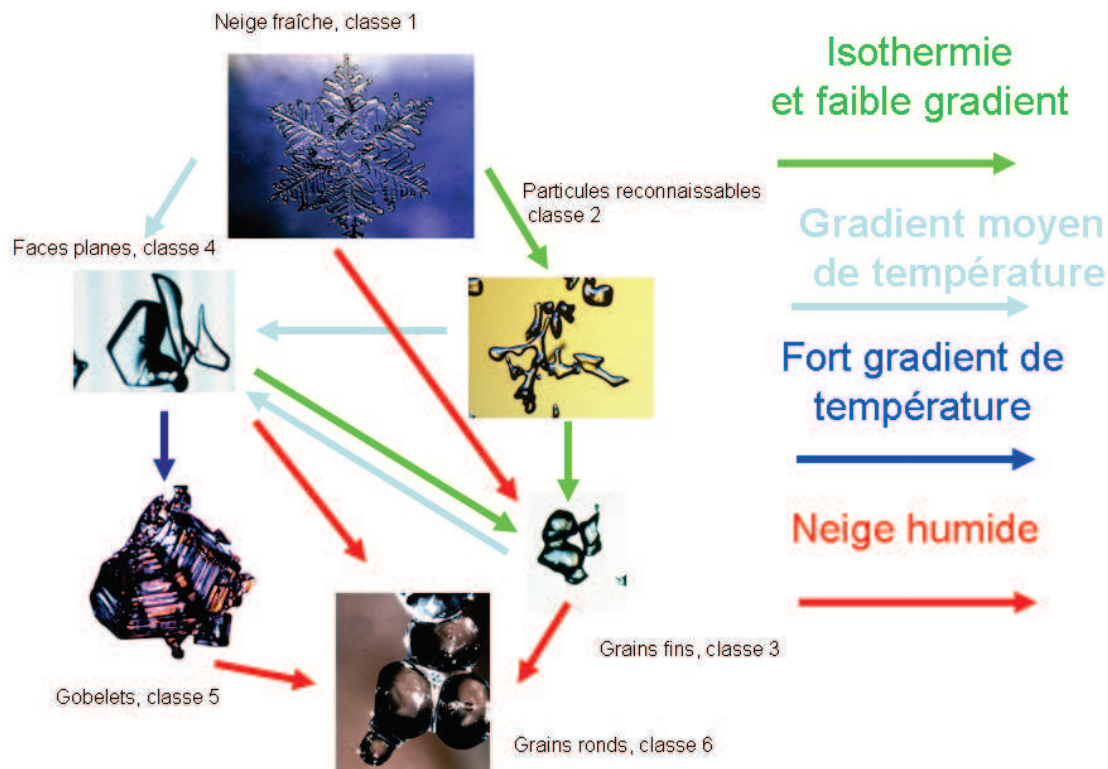


Fig. 2.1. Description schématique des différents types de métamorphoses conduisant à la formation des principaux types de neige saisonnière

Compte-tenu de la chaleur latente libérée ou consommée par ces échanges glace/vapeur, un flux de chaleur doit être maintenu des zones de condensation vers les zones de sublimation. Ce flux se fait préférentiellement par conduction thermique dans la matrice de glace, matériau bien plus conducteur que l'air humide. Mais la conduction et les mouvements d'air dans les pores y contribuent également, dans une proportion a priori plus faible qui dépend de la microstructure de la neige, notamment de sa tortuosité (Powers *et al.*, 1985).

Quelques considérations thermodynamiques, dans des configurations géométriques très simplifiées, permettent de quantifier les gradients de pression de vapeur induits respectivement par le gradient de température et la géométrie des interfaces glace/vapeur d'eau qui les génèrent. Les éléments ci-dessous sont en grande partie extraits du rapport de stage d'ingénieur de Gilles Brunot (1986), avec qui les travaux sur la métamorphose de la neige sèche ont été effectués (quelques ajouts et modifications ont été apportées au rapport initial).

Dans la neige sèche, on peut considérer que les phases glace et vapeur de l'eau sont toujours dans un état très proche de l'équilibre thermodynamique. Cette hypothèse est la conséquence de la grande surface spécifique de la neige (Dominé *et al.*, 2001), même déjà évoluée, qui facilite les échanges entre les grains de neige et la vapeur d'eau au sein des pores. On peut ainsi considérer que la vapeur d'eau au sein des pores est macroscopiquement à une pression très proche de la pression de vapeur saturante par rapport à la glace à la température macroscopique au sein du pore.

Colbeck (1980, 1983) a décrit les principes thermodynamiques qui contrôlent l'évolution de la neige sèche. Les variations de pression de vapeur saturante en fonction de la température de l'interface glace/air et de sa géométrie en sont les moteurs principaux. Ces principes s'expriment de façon classique.

La relation de Gibbs-Duhem, appliquée à la phase i , s'obtient en considérant l'égalité à l'équilibre des potentiels chimiques de chacune des phases :

$$d\mu_i = v_i dp_i - S_i dT \quad (2.1)$$

où μ_i est le potentiel chimique

v_i est le volume spécifique

S_i l'entropie spécifique

p_i la pression

T la température

Pour des interfaces curvilignes, la formule de Laplace décrit l'équilibre des forces de part et d'autre de l'interface solide ($i = s$) / gaz ($i = g$) :

$$p_s - p_g = \frac{2\sigma_{sg}}{r_{sg}} \quad (2.2)$$

où σ_{sg} est l'énergie de l'interface solide/gaz

r_{sg} est le rayon de courbure de l'interface avec la convention $r_{sg} > 0$ si l'interface est convexe, c.a.d si la glace présente une protubérance et non pas un creux.

Des hypothèses simplificatrices permettent de résoudre ces équations.

En supposant le système à géométrie constante :

dans ce cas $r_{sg} = r_0$ et de (2.2) on déduit :

$$d(p_s - p_g) = 0 \quad (2.3)$$

A l'équilibre :

$$\mu_s = \mu_g \quad (2.4)$$

soit, d'après (2.1) et (2.3) :

$$v_g \left(1 - \frac{v_s}{v_g} \right) dp = (S_s - S_g) dT \quad (2.5)$$

en considérant $\frac{v_s}{v_g} \approx 0$ on peut l'approximer par :

$$v_g dp_g = -\frac{L_s}{T} dT \quad (2.6)$$

où L_s est la chaleur latente de la glace.

En considérant la vapeur d'eau comme un gaz parfait ($p_g v_g = R_w T$) et la chaleur latente de la glace indépendante de la température, (2.6) devient :

$$\frac{dp_g}{p_g} = -\frac{L_s}{R_w T^2} dT \quad (2.7)$$

où R_w est la constante des gaz parfaits pour la vapeur d'eau.

On en déduit :

$$p_g(T, r_0) = p_0(T_0, r_0) e^{\left[\frac{L_s}{R_w} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]} \quad (2.8)$$

où p_0 est la pression de vapeur à la température T_0 pour un rayon de courbure r_0

(2.8) décrit la dépendance de la pression de vapeur saturante par rapport à la glace en fonction de la température pour une géométrie d'interface donnée. Elle s'exprime comme une fonction croissante exponentielle de la température et varie considérablement dans la gamme $[-30^\circ\text{C}, 0^\circ\text{C}]$ qui est la variation typique de température de la neige saisonnière. A 0°C , cette pression au-dessus d'une surface plane est voisine de 6 hPa alors qu'elle est inférieure à 1 hPa à -30°C .

En supposant la température de l'interface constante : $T = T_0$

(2.1) s'écrit alors :

$$d\mu_i = v_i dp_i \quad (2.9)$$

D'après (2.4), on obtient :

$$v_g dp_g = v_s dp_s \quad (2.10)$$

De (2.2) et (2.10) on tire l'équation de Kelvin :

$$p_g(T_0, r) = p_0(T_0, +\infty) e^{\left(\frac{v_s}{R_w T_0} \frac{2\sigma_{sg}}{r} \right)} \quad (2.11)$$

où $p_0(T_0, +\infty)$ est la pression de vapeur à l'équilibre à la température T_0 au-dessus d'une surface plane de glace.

(2.11) montre que la pression de vapeur d'eau à l'équilibre est plus élevée au-dessus d'une zone convexe qu'au-dessus d'une surface plane et qu'elle est plus basse au-dessus d'une zone concave qu'au-dessus d'une surface plane.

Effets relatifs de la géométrie de l'interface glace/air et du gradient de température :

Dans un manteau neigeux saisonnier sec, il est presque impossible de rencontrer des conditions d'isothermie parfaites et un gradient thermique non nul s'établit presque toujours. Des gradients locaux de pression de vapeur sont donc entretenus à la fois par la variabilité spatiale de la géométrie (cristaux non sphériques, de tailles variées et non isolés) et par la variabilité spatiale de la température (gradients locaux entre 2 surfaces de grains induits par le gradient thermique macroscopique).

Pour évaluer, au sein d'un pore, les effets respectifs des 2 processus contrôlant la pression de vapeur saturante au voisinage de l'interface glace/neige, considérons les 2 cas idéalisés de la Figure 2.2, extraite du mémoire de Gilles Brunot (1986). Elle représente un pore limité à gauche par une paroi plane de glace à une température fixe T_0 et à gauche, soit une paroi de glace sphérique de rayon r et de température T_0 , soit une paroi plane de température T différente de T_0 .

Les effets du rayon de courbure sont du même ordre que ceux du gradient de température si $p_1 = p_2$, soit d'après (2.8) et (2.11) :

$$p_0(T_0, +\infty) e^{\left(\frac{v_s}{R_w T_0} \frac{2\sigma_{sg}}{r} \right)} = p_0(T_0, +\infty) e^{\left[\frac{L_s}{R_w} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]} \quad (2.12)$$

que l'on écrit :

$$T - T_0 = \frac{2\sigma_{sg}}{L_s} v_s \frac{T}{r} \quad (2.13)$$

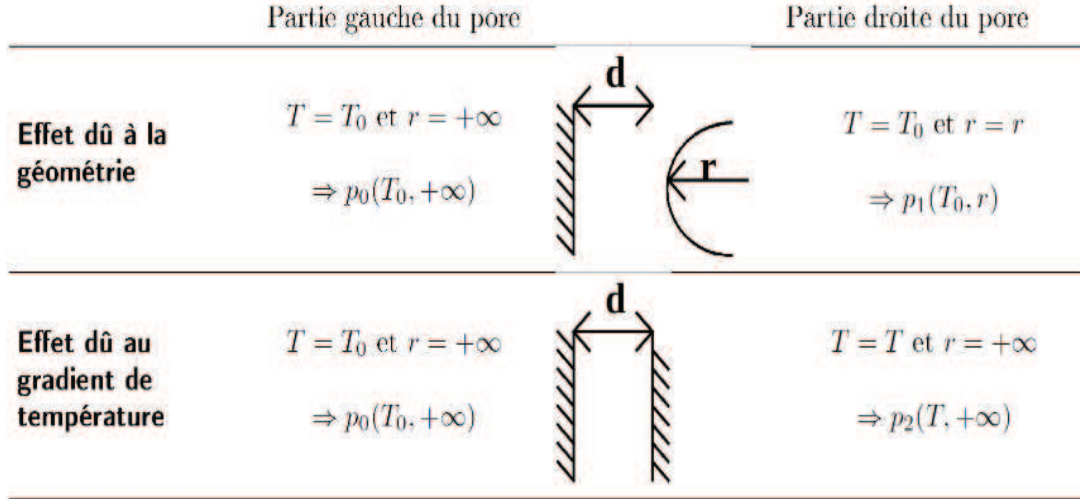


Fig. 2.2. Configuration idéalisée des échanges d'un pore de neige

On obtient :

$$\Delta T \approx 2,3 \cdot 10^{-8} \frac{1}{r} \quad (2.14)$$

Pour $r = 0.1 \text{ mm}$ et $T = 270 \text{ K}$,

la différence ΔT remplissant les conditions d'effets équivalents vaut $2,3 \cdot 10^{-4} \text{ K}$

Pour $r = 0.01 \text{ mm}$ ΔT vaut $2,3 \cdot 10^{-3} \text{ K}$

Si la distance entre les deux surfaces est de $0,1 \text{ mm}$, la différence de température correspond à un gradient modéré de $2,3 \text{ Km}^{-1}$ dans le premier cas et à un gradient fort de 23 Km^{-1} dans le deuxième. On déduit de cet exemple idéalisé que les effets de rayon de courbure jouent un rôle déterminant dès que les cristaux présentent des formes fortement convexes, telles que les dendrites des cristaux de neige récente. C'est ce qui conduit à l'arrondissement très rapide des parties les plus convexes (extrémités des branches d'étoile, des aiguilles, ...) au profit des zones les plus concaves (pont entre 2 grains, jonctions de 2 branches d'étoile, ...). C'est ce qui explique qu'on ne perçoit plus les formes des cristaux d'origine dans des manteaux neigeux saisonniers secs plusieurs mois après leurs chutes, même si les gradients de température sont restés faibles en raison d'une forte épaisseur de neige ou bien en raison de températures de surface proches du point de fusion. Les effets de rayon de courbure tendent vers la minimisation de la surface spécifique de l'interface glace/air en transformant les cristaux vers des formes sphériques au détriment des formes planes ou en creux.

La dépendance de la pression de vapeur saturante vis-à-vis du rayon de courbure explique aussi la formation quasi-instantanée d'un pont de glace lorsque l'on met en contact deux grains sphériques de très petite taille. C'est le mécanisme de frittage qui assure la très forte cohésion de couches de grains fins arrondis tels que ceux résultant d'un transport de neige par le vent.

Une fois les formes les plus pointues arrondies et les joints de grains consolidés, l'évolution dans un manteau neigeux sec est principalement contrôlée par les effets dus au gradient macroscopique de température.

L'effet de rayon de courbure n'entraîne pas de gradient macroscopique de pression de vapeur, si l'on fait l'hypothèse qu'au sein d'une couche, les formes des cristaux sont distribuées de façon suffisamment isotrope. A l'inverse, un gradient de température vertical ou perpendiculaire à la

pente induit un gradient de pression de vapeur de même orientation qui induit à son tour, un flux de vapeur par diffusion dans le sens du gradient.

Dès que les parties les plus convexes se sont suffisamment arrondies et les plus concaves se sont aplanies, seuls les gradients de température entre 2 cristaux voisins ou 2 parties d'un même cristal peuvent maintenir des gradients de vapeur suffisants pour permettre une sublimation efficace des zones de glace les plus chaudes et condenser la vapeur vers les zones les plus froides. Lorsque cette condensation est suffisamment rapide, et sous les conditions de température rencontrées communément dans les Alpes, les cristaux croissent avec des formes caractéristiques anguleuses (Hobbs, 1974 ; Colbeck, 1980 ; Perla, 1978 ; Marbouty, 1980).

Dans la neige saisonnière sèche, il y a une compétition permanente entre la tendance à l'arrondissement par l'effet de rayon de courbure et la croissance de parties anguleuses par l'effet de gradient de température. Selon certains seuils de gradients, la métamorphose de la neige sèche conduira à la formation de grains arrondis ou bien à la formation de grains anguleux.

Dans les années 80, les approches analytiques ou par modélisation numérique ne permettaient que de traiter des cas extrêmement simplifiés pour aborder de façon quantitative les seuils distinguant les différentes métamorphoses de neige sèche et la vitesse d'évolution correspondante (Powers *et al.*, 1985). La description même de la microstructure de la neige n'en était qu'à ses débuts. Godd (1987) développait tout juste la microtomographie de la neige pour en décrire sa structure tri-dimensionnelle. Même si cette technique commençait à produire une description quantitative de certains paramètres (longueurs de corrélation, tortuosité), il fallut attendre la tomographie par rayons X (Coléou *et al.*, 2001 ; Flin *et al.*, 2003) pour obtenir une représentation numérisée en 3D et à résolution suffisante d'échantillons de neige réels, sur laquelle pouvait enfin être abordée de façon numérique la quantification des lois de métamorphose. Au milieu des années 80, seule une approche expérimentale pouvait être envisagée.

Sur le plan quantitatif, les seuils de gradient de température contrôlant les différents types de métamorphose n'avaient été établis que pour les cas de très forts gradients thermiques (Marbouty, 1980), car ceux-ci conduisent à la formation de couches de gobelets ou givre de profondeur qui étaient déjà connue comme une des principales sources d'instabilité du manteau neigeux, vis-à-vis des avalanches de type accidentel. Les couches de faces planes faisaient l'objet d'une moindre attention, bien qu'elles soient désormais reconnues elles aussi comme une couche très fragile.

Le travail de laboratoire décrit ci-après a été mené pour quantifier les métamorphoses de la neige sèche en cas de gradient faible et modéré.

2.3 Quantification expérimentale des métamorphoses de gradient de température faible et modéré

Le principe a consisté à soumettre en laboratoire des échantillons de neige à des conditions de température et de gradient de température contrôlés, et d'en mesurer l'évolution. Le nombre d'expériences doit être suffisant pour couvrir une gamme de variabilité représentative de la gamme de variabilité observée naturellement dans les manteaux neigeux saisonniers. En l'occurrence, il s'agit des conditions de type alpines. La variabilité porte aussi bien sur les températures et gradients de température que sur le type de neige initial.

Développement d'un système de numérisation et de traitement d'images de grains de neige

Ce principe est simple, mais quantifier la vitesse à laquelle évoluent des cristaux suppose avant tout de pouvoir mesurer les propriétés caractéristiques de l'état d'avancement de leur

transformation. Au milieu des années 80, la tomographie X n'avait pas encore été appliquée à la neige et la tomographie classique, développée notamment à l'EISLF à Davos, nécessitait pour un seul échantillon de très longues manipulations en laboratoire, incompatibles avec le traitement d'un nombre très important d'échantillons qu'exigeait une étude expérimentale suffisamment solide.

Dans son étude sur la métamorphose de gradient, Marbouty (1980) s'était essentiellement intéressé au grossissement de grains de type gobelets. Il avait pour cela évalué la taille caractéristique de ceux-ci, au cours d'expériences en laboratoire, en examinant des photographies prises sous loupe binoculaire, puis en mesurant pour chacun des grains la longueur maximale de ceux-ci (vision en 2D). Cela nécessitait un travail méticuleux et répétitif. Pour des cristaux de type gobelets, et si on se limite à ce seul critère de taille, cette technique est applicable et suffisamment précise, compte tenu de la taille de ce type de grains et de leurs formes caractéristiques, qui permettent de les distinguer sans trop d'ambiguïtés.

Pour l'étude de gradients faibles à modérés, les cristaux produits ont des formes moins caractéristiques et leur taille est sensiblement plus petite. La reconnaissance des faces planes est plus délicate que celle des gobelets, notamment au début de leur formation. L'étude a donc nécessité le développement préalable d'un système de numérisation et de traitement d'images de grains de neige, susceptible de calculer les paramètres a priori pertinents pour une telle étude.

Le choix a été fait de se limiter à une représentation plane des grains de neige, telle qu'elle peut être déduite d'une observation d'un échantillon de grains prélevés dans une couche lors de l'expérience puis étalés sur une plaque de verre sous l'objectif d'une loupe binoculaire. Les limites d'une telle approche sont assez fortes :

- lien équivoque avec la géométrie réelle 3-D des interfaces glace/air, sauf pour des grains de forme sphérique ;
- rupture de certains joints de grains lors du prélèvement des échantillons ;
- sublimation des cristaux lors de la prise d'images nécessitant une manipulation en moins de quelques minutes, en particulier pour des cristaux présentant des formes dendritiques ou de petite taille ;
- impact du manipulateur dans la façon de sélectionner les grains visualisés lors de leur étalement sous la binoculaire.

Les deux premières limites étaient incontournables à l'époque, compte-tenu des limites de la tomographie, seule approche permettant de décrire la microstructure réelle de la neige à une échelle pertinente vis-à-vis de l'étude des métamorphoses.

Les deux autres limitations ont été atténuées par un protocole de mesure limitant le temps de prise de vue et encadrant autant que possible l'influence de l'observateur. Des comparaisons ont été faites sur des échantillons d'une même couche, montrant qu'il fallait en général analyser de 20 à 40 grains de neige avec 300 à 400 pixels par grain pour obtenir une valeur représentative des paramètres pertinents, indépendante de l'observateur. Le facteur de grossissement de la binoculaire pour chaque analyse était calculé en traitant l'image d'une petite bille d'acier de taille connue (3 mm de diamètre).

Le système mis au point était original à l'époque. Techniquement, il était basé sur l'acquisition des images de grains par une caméra vidéo et leur digitalisation sur un micro-ordinateur. Le matériel nécessaire au traitement (caméra, PC et carte de digitalisation) a été acquis en 1985, ce qui explique la résolution alors limitée des images qui était de 256 x 256 pixels sur 64 niveaux de gris.

Le traitement en aval de la digitalisation a été développé en 2 parties très distinctes, décrites ci-après.

Premier traitement : extraction des grains de neige dans les images

Un premier traitement consistait à extraire dans l'image les grains de neige en les distinguant des autres éléments. Les imperfections de l'image (quelques tâches ou rayures du support en verre, quelques poussières) posaient peu de problème compte-tenu de leur tailles caractéristiques systématiquement plus petites que les grains de neige traités. La distinction se faisait sur un simple critère de taille qui avait l'avantage d'éliminer quelques résidus de grains brisés produits lors de l'extraction des échantillons de neige.

La difficulté principale venait de la délimitation du contour des grains de neige qui étaient les plus transparents, au moins sur certaines parties de leur contour. C'était notamment le cas de certains cristaux de neige fraîche ou de particules reconnaissables mais également pour les parties planes des cristaux en croissance. L'œil humain peut pourtant facilement faire cette distinction.

Le logiciel de traitement qui accompagnait la carte de digitalisation permettait d'effectuer des traitements de base classiques sur des images, tels que la délimitation de contours par le calcul puis le seuillage de gradients de l'image. Mais ceux-ci échouaient dans de nombreux cas et très peu de grains issus de neige fraîche voyaient leur contour totalement fermé, ce qui empêchait d'en déduire ensuite des critères descriptifs de la géométrie du grain. J'ai du développer un algorithme de traitement spécifique en langage assembleur, pour permettre des traitements en quelques dizaines de secondes seulement. Brunot (1986) décrit les principales caractéristiques du traitement dans les termes ci-dessous.

La recherche des contours des grains à l'aide de deux seuils de gris :

- Tout pixel dont le niveau de gris est inférieur (plus sombre) ou égal au seuil principal est sélectionné pour la recherche d'un grain. Ces pixels deviennent alors noirs'.
- Tout pixel voisin d'un pixel noir (chaque pixel a huit voisins) dont le seuil est inférieur au seuil auxiliaire devient noir et la recherche continue à partir de celui-ci.
- Toute zone claire contenue dans un contour noir fermé est noircie.
- Toute zone noire en contact avec le bord de l'image est éliminée (suppression des grains tronqués).

Les grains sont ordonnés à partir de l'emplacement de leur pixel supérieur (le plus à gauche le cas échéant) : de bas en haut et de gauche à droite.

L'image ainsi obtenue n'est constituée que de deux niveaux de gris : les grains en noir, le reste en clair. (cf. Figure 2.3).

Pour chaque grain, les coordonnées du pixel supérieur, celles du centre d'inertie et la position du plus proche voisin de chaque pixel du périmètre parcouru dans le sens des aiguilles d'une montre, sont mises en mémoire sur disquette, de même que sa surface, son périmètre et sa longueur maximale. L'unité de longueur est le pixel.

La surface est calculée par propagation dans le grain. Le périmètre est calculé par parcours du pourtour ; la distance entre deux pixels voisins est égale à 1 ou $\sqrt{2}$ suivant leur position relative. La longueur maximale pour un grain est définie comme le maximum de la population des longueurs maximales calculées pour chaque point du pourtour. Pour un point donné, la longueur maximale est celle obtenue en calculant la distance entre ce point et l'ensemble des autres points du pourtour.

Deuxième traitement : mesure de certaines caractéristiques géométriques des grains

Pour chaque échantillon, l'opérateur sélectionne entre 20 et 40 grains, ce qui nécessite 5 à 10 prises de vue. Une dizaine de minutes était la durée approximative nécessaire entre le prélèvement de l'échantillon des caissons à gradient (voir méthodologie ci-après) et la fin de ce premier traitement. Ce délai était suffisamment court pour éviter que la sublimation des cristaux sous la loupe binoculaire soit assez efficace pour perturber l'analyse de leur géométrie. A son



Fig. 2.3. Image d'un grain de neige après digitalisation.

issue, le système de traitement produisait un fichier décrivant l'ensemble des contours des 20 à 40 grains sur lesquels un deuxième traitement pouvait être mené, hors laboratoire froid et donc sans contrainte excessive sur la vitesse de traitement.

Ce deuxième traitement visait à mesurer de façon objective certaines caractéristiques de la morphologie des cristaux, telles qu'elle pouvait être déduite d'une vision plane. Un nouvel extrait du rapport de Gilles Brunot décrit, ci-dessous, l'originalité de ce traitement et en illustre certains aspects :

- Surface, périmètre et longueur maximale sont mis en mémoire pendant le traitement des images. L'unité est le pixel. Afin d'obtenir des résultats en millimètres, une image d'un objet de taille connue (un cercle) est digitalisée au début de chaque séance de relevés. Cet objet donne aussi l'échelle pour le calcul des rayons de courbure.
- La surface : elle permet d'évaluer la grosseur du grain.
- Le rapport $\frac{perimetre^2}{4\pi \cdot surface}$: il permet d'évaluer la tendance à la régularité des contours du grain. Il est égal à 1 pour un cercle.
- Le rapport $\frac{\pi \cdot longueur^2}{4 \cdot surface}$: il permet d'évaluer la tendance à la symétrie du grain. Il est égal à 1 pour un cercle. La comparaison des deux rapports permet d'évaluer la tendance à la rondeur.
- Moyenne de ces paramètres et écarts types sur l'ensemble des grains d'un même échantillon

Rayons de courbure

Ils sont calculés en chaque point du pourtour des grains, à partir d'un nombre $(2N+1)$ de pixels fixés, de part et d'autre du point considéré.

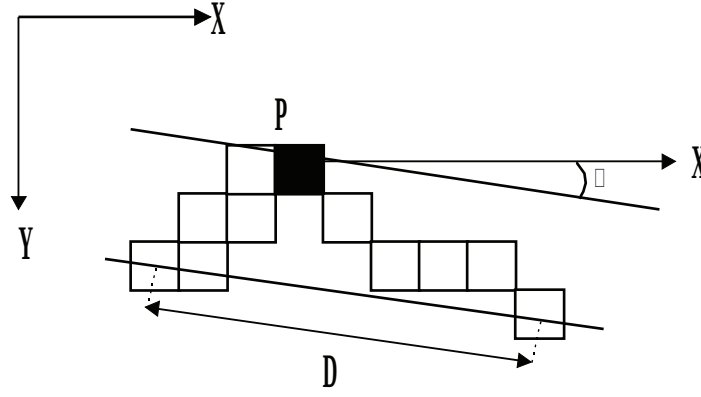


Fig. 2.4. Calcul de la tangente en P à partir de 11 pixels. Un carré représente un pixel du pourtour du grain

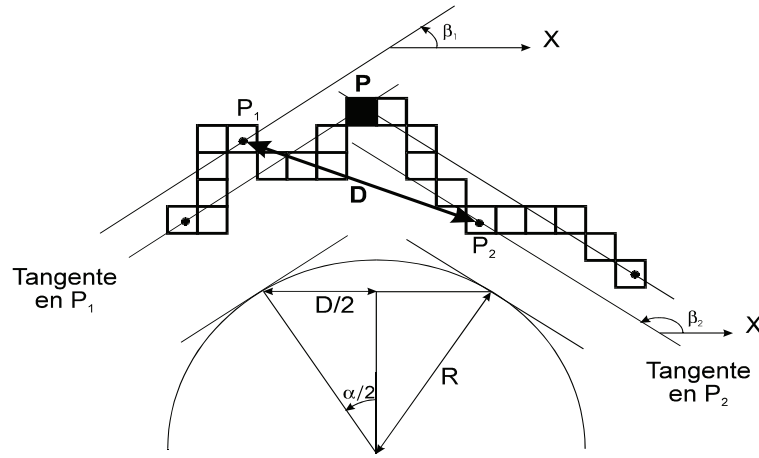


Fig. 2.5. Calcul du rayon de courbure en P à partir de 11 pixels.

La tangente en chaque point P est d'abord calculée : elle est choisie comme étant la droite passant par les deux points du pourtour distants de N pixels de chaque côté de P (cf. **Figure 2.4**).

Calcul du rayon de courbure R : il est choisi comme étant le rayon du cercle tangent aux tangentes en deux points P_1 et P_2 distants de N pixels de chaque côté de P, les points de contacts du cercle sur les tangentes étant distants de D (cf. **Figure 2.5**). D est la distance séparant P_1 et P_2

$$\alpha = \beta_1 - \beta_2 \quad (2.15)$$

$$\sin \frac{\alpha}{2} = \frac{\frac{1}{2}D}{R} \quad (2.16)$$

d'où :

$$R = \frac{\frac{1}{2}D}{\sin \frac{\alpha}{2}} \quad (2.17)$$

Le programme de traitement des données peut imprimer la courbe des rayons de courbure quand on parcourt le pourtour du grain, et l'histogramme des rayons de courbure (voir Figure 2.7).

L'impression de ces graphes réclame des bornes, on fixe un rayon limite au-delà duquel tout rayon est considéré comme infini.

Paramètres issus des rayons de courbure

a) Rayons convexe moyen et concave moyen pour chaque grain - Courbures moyennes

Les rayons de courbure n'étant pas moyennables, on moyenne les courbures, c'est-à-dire l'inverse des rayons de courbure. Les moyennes sont calculées pour tous les points à courbure convexe, respectivement concave du pourtour de l'image de chaque grain. On prend ensuite l'inverse de ces résultats pour obtenir des rayons moyens.

Les moyennes globales sont calculées pour les rayons de tous les pourtours.

Une augmentation du rayon convexe moyen ne signifie pas un grossissement du grain. Il peut s'agir du lissage de surface. L'étude des écarts types s'impose pour une plus grande précision.

b) Ecart types des courbures convexes et concaves

Ils sont calculés pour tous les points à courbure convexe, respectivement concave, du pourtour de chaque grain. Ils représentent la dispersion des courbures autour des valeurs moyennes. Leur diminution signifie le lissage des surfaces ou l'évolution du grain vers la rondeur.

Les écarts types globaux sont calculés pour les rayons de tous les pourtours.

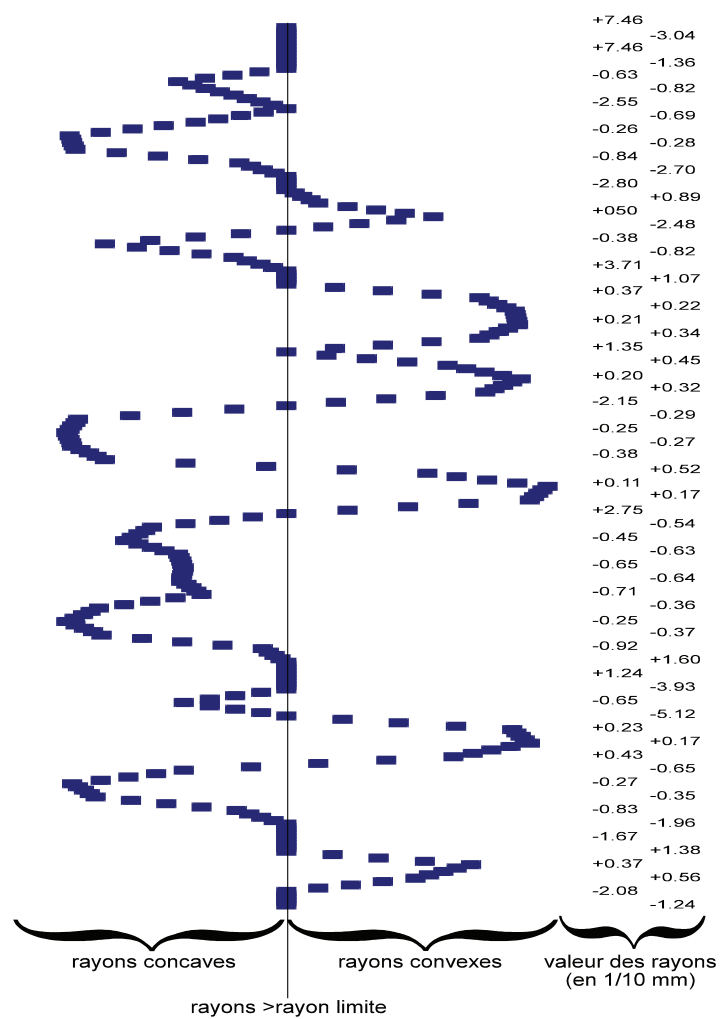


Fig. 2.6. Extrait d'une courbe des rayons de courbure le long du pourtour d'image d'un grain.

DATE : 11.04

CAISSON NC : 02

NIVEAU NC : A

NB PIXELS POUR CALCUL TANGENTE : 7

SURFACE DU CERCLE EN MM CARRE : .16

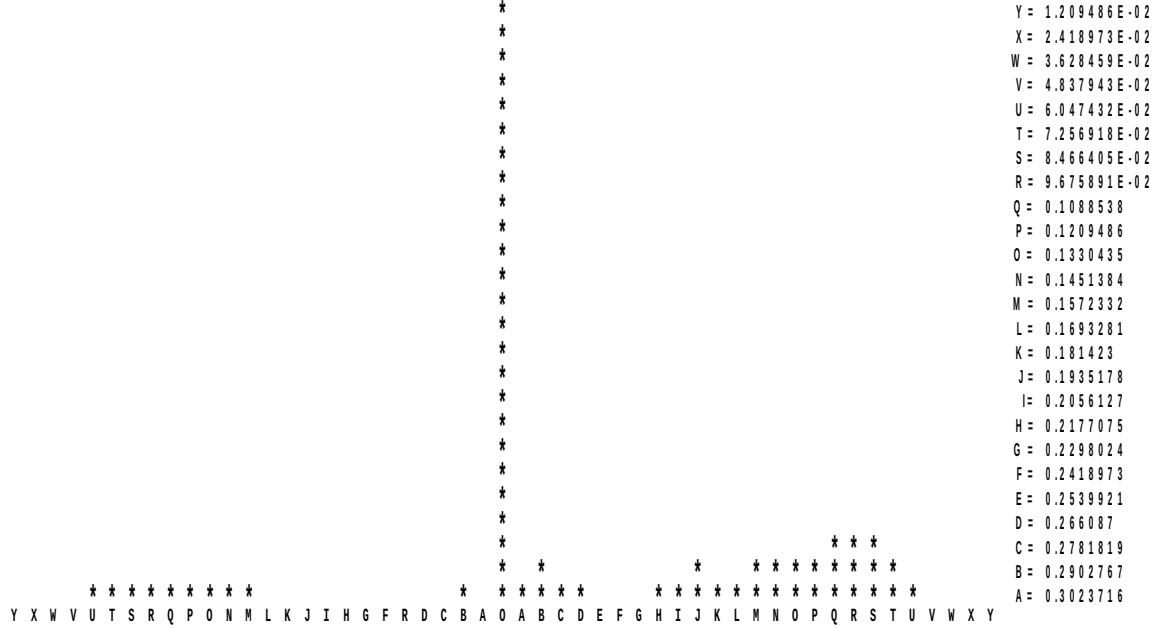


Fig. 2.7. Histogramme et paramètres moyens pour un échantillon. Les lettres A à Y renvoient aux valeurs supérieures des classes de rayons de courbure, exprimées en mm. Le pic central (0) correspond aux rayons supérieurs au rayon limite (en valeur absolue). Il est tronqué au-dessus de la 25ème classe de fréquence. Les concavités sont à gauche, les convexités à droite.

c) Pourcentage de convexité

C'est le pourcentage de pixels à courbure convexe sur le pourtour de l'image du grain.

d) Zones à courbure constante

Sur les courbes des rayons de courbures, quand on parcourt le pourtour du grain (cf. figure 2.3), on remarque des zones à courbure très peu variables. On peut les caractériser par leur rayon moyen et par leur longueur (en pixels).

Toute zone est considérée à courbure constante, si elle comporte dix pixels successifs tels que les valeurs de $X = 25 \frac{\text{rayon.de.courbure}}{\text{rayon.limite}}$ soient comprises dans un intervalle de largeur 4.

Les pixels suivants appartiennent à la zone si la différence entre X et le rayon moyen sur les 10 premiers points est inférieure à 2.

Un pixel ne peut appartenir qu'à une seule zone à courbure constante.

La longueur de la zone est le rapport du nombre de points qui la constitue au nombre total de points de l'ensemble des pourtours. Sa valeur est le rayon moyen sur la zone entière. Deux zones de différence inférieure à 2 sont concaténées.

e) Nombre de pics pour 1.000 pixels

C'est le nombre de zones à courbures de même signe, sur les pourtours des images de tous les grains d'un échantillon, telles que les rayons de courbures soient inférieurs au rayon limite.

f) Moyenne des courbures au carré

Cette moyenne est effectuée pour chaque pixel des pourtours des images de tous les grains d'un échantillon. Elle permet, de même que les écarts types de courbure, d'accéder à la régularité du pourtour des grains.

g) Pourcentage des zones plates

C'est le pourcentage des points à rayon de courbure supérieure au rayon limite défini pour les histogrammes et zones à courbure constante. Ce nombre est relatif à tous les points des pourtours de l'ensemble des grains. Il permet de suivre l'évolution des zones à faibles courbures (plates).

Au début de cette étude, il n'y avait pas de connaissances expérimentales sur la pertinence respective de chacun des paramètres décrits ci-dessus pour évaluer les vitesses de métamorphose lors des différentes expériences prévues. La plus grande longueur des grains s'imposait puisqu'elle correspond au paramètre de taille évalué sur le terrain par les observateurs. Le rayon de courbure attirait également une attention particulière puisqu'il joue un rôle déterminant dans les gradients de pression de vapeur au sein d'une couche de neige (Colbeck, 1980, 1983).

Le système de traitement mis au point était original mais n'a pas fait l'objet de publication spécifique. Il fut partiellement décrit dans la publication de Brun *et al.* (1986) et mentionné dans les publications de Brun (1989) et de Brun *et al.* (1992). Quelques années plus tard, le système fut entièrement rénové, grandement enrichi et amélioré par Bernard Lesaffre et Evelyne Pougatch qui en publièrent les caractéristiques principales et les performances (Lesaffre *et al.*, 1998).

Application à l'étude de la métamorphose de gradient faible et modéré

Le principe de l'étude a été de soumettre des échantillons de neige prélevés sur le terrain à des conditions de température et de gradient de température contrôlés en laboratoire et d'en suivre et mesurer l'évolution au cours du temps à l'aide du système de traitement d'images décrit ci-dessus.

Pour cela, la neige prélevée sur le terrain était transportée au laboratoire froid du Centre d'Etudes de la Neige à St-Martin d'Hères, puis tamisée à l'aide d'un tamis à mailles grossières pour déposer dans des caissons d'environ 40x40x40 cm une couche de neige aussi homogène que possible. Les mailles du tamis étaient suffisamment lâches pour préserver une bonne part des liaisons entre grains, présentes dans la neige initiale. Les caissons étaient isolés latéralement par une paroi de 4 cm en polyuréthane. Les parois supérieures et inférieures étaient soit en polystyrène, soit en polyuréthane, de façon à contrôler et différencier le gradient de température dans chacun des caissons.

Les caissons étaient regroupés par 2 et placés dans l'un ou l'autre de 2 caissons plus grands, également très isolés latéralement et disposant d'un chauffage à leur base et d'un évaporateur sur leur dessus de façon à pouvoir imposer un gradient de température contrôlé.

Des plaques de cuivre épaisses (3 mm), disposées entre le chauffage et la base des petits caissons ainsi qu'entre l'évaporateur et le haut des caissons, assuraient une homogénéité suffisante des gradients au sein de l'échantillon, vérifiée par un calcul des transferts de part et d'autre des parois latérales et horizontales. Le dispositif expérimental a été développé par François Touvier, Technicien de la Météorologie au CEN.

En contrôlant le choix des parois isolantes supérieures et inférieures des petits caissons, ainsi que les températures en haut et en bas des grands caissons, on pouvait imposer simultanément 4 gradients différents, en général de 1 à 20 Km^{-1} . Un cinquième caisson était soumis à l'environnement constant de la chambre froide et donc en condition très proche de l'isothermie. Ainsi une même neige pouvait être soumise simultanément à 5 valeurs différentes de gradient.

Pour les 4 caissons avec un gradient non nul, l'intérêt se portait sur la couche supérieure et sur la couche inférieure qui étaient à deux températures différentes, mesurées chacune par une sonde de température fixée le long d'un fil tendu horizontalement de part et d'autre des parois latérales du caisson. Une même neige pouvait ainsi être soumise à 9 conditions de température et gradient de température différentes.

Les expériences ont été conduites à partir de 5 couches de neige différentes à l'origine, 4 de neige récente et une prélevée dans une couche de neige de type grains fins formée par du transport éolien. Une des couches de neige récente a subi 2 expérimentations successives, décalées de 2 semaines. Le principe expérimental a été de maintenir les conditions de température et de gradient de température les plus constantes possibles pendant 10 à 15 jours en assurant des prélèvements (environ 1 cm^3 de neige par échantillon) et des analyses qualitatives et quantitatives tous les 2 à 3 jours.

Analyse des résultats

L'analyse qualitative consistait à caractériser le type de neige selon la classification en usage (type de neige prédominant et type minoritaire pour les états intermédiaires) mais en bénéficiant de l'observation sous loupe binoculaire, plus aisée que sur le terrain avec une loupe classique.

L'analyse quantitative a consisté à mesurer pour chaque échantillon, l'ensemble des paramètres décrits précédemment, puis à identifier les paramètres les plus pertinents au regard de leur évolution au cours de l'expérience, et enfin à établir des vitesses d'évolution en fonction des paramètres les contrôlant.

En l'absence de référence préalable dans la littérature sur un système d'analyse de cristaux de neige analogue à celui développé pour cette étude, il est intéressant de noter les points suivants :

- les paramètres dont l'évolution temporelle est la plus influencée par l'augmentation du gradient de température sont : l'augmentation du pourcentage de zones plates, l'aplatissement de la distribution de l'histogramme des rayons de courbure, la diminution du nombre de pics, l'augmentation du pourcentage de convexités, l'augmentation du rayon convexe moyen ;
- en conditions de faible gradient (isothermie), on observe l'augmentation du rayon de courbure moyen à une vitesse diminuant avec la température ainsi que l'augmentation du pourcentage de zones plates.

La figure 2.8, extraite du rapport de Gilles Brunot et établie avec les moyens graphiques limités de l'époque, illustre la variation temporelle du rayon de courbure convexe moyen au cours du temps pour une série de plusieurs expériences. La méthodologie pour quantifier les vitesses d'évolution repose sur l'estimation des vitesses moyennes de croissance, que l'on peut estimer malgré une certaine irrégularité des courbes liées à l'imprécision sur la mesure des paramètres. On note la forte différenciation entre les vitesses de croissance en fonction du gradient de température. Les expériences 2E et 2A, correspondant à un gradient de 15 à 18 Km^{-1} , montrent une vitesse de croissance bien plus forte que les expériences 6E, 6A, 8E, 8A et 12 conduites dans des conditions de quasi isothermie.

La Figure 2.9, extraite de Lesaffre *et al.* (1998), illustre mieux la pertinence de cette approche méthodologique quand la mesure des paramètres morphologiques est faite avec des systèmes de digitalisation et de traitements plus modernes, ainsi que sur un nombre plus important de cristaux, ce qui était impossible à l'époque.

Pour ce qui concerne les types et vitesses de métamorphose, les résultats principaux sont les suivants :

- le seuil de gradient en valeur absolue à partir duquel la croissance des cristaux aux températures de l'expérience tend vers des formes anguleuses (faces planes) est de 5 Km^{-1} environ, valeur peu documentée jusque-là dans la littérature (Colbeck, 1982) ;
- le seuil de gradient en valeur absolue observé pour la croissance des gobelets a été de 15 Km^{-1} , dans la fourchette basse des valeurs précédemment publiées (Colbeck, 1982 ; Marbouty, 1980) ;

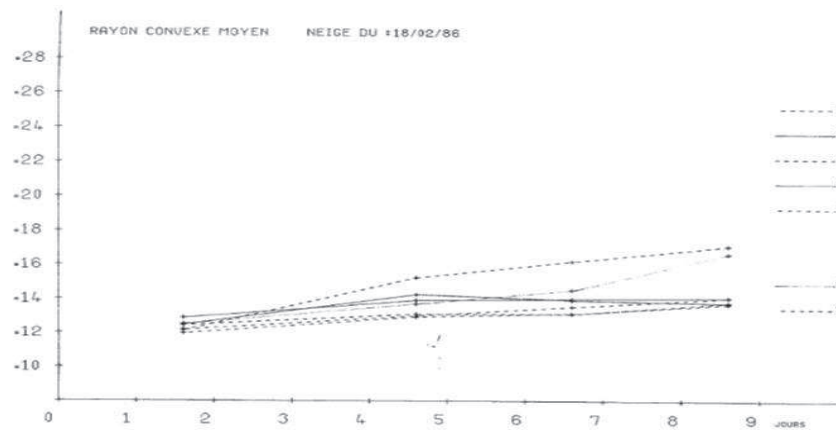


Fig. 2.8. Evolution du rayon de courbure moyen convexe d'échantillons de neige prélevés lors d'expériences en fort gradient et en quasi isothermie.

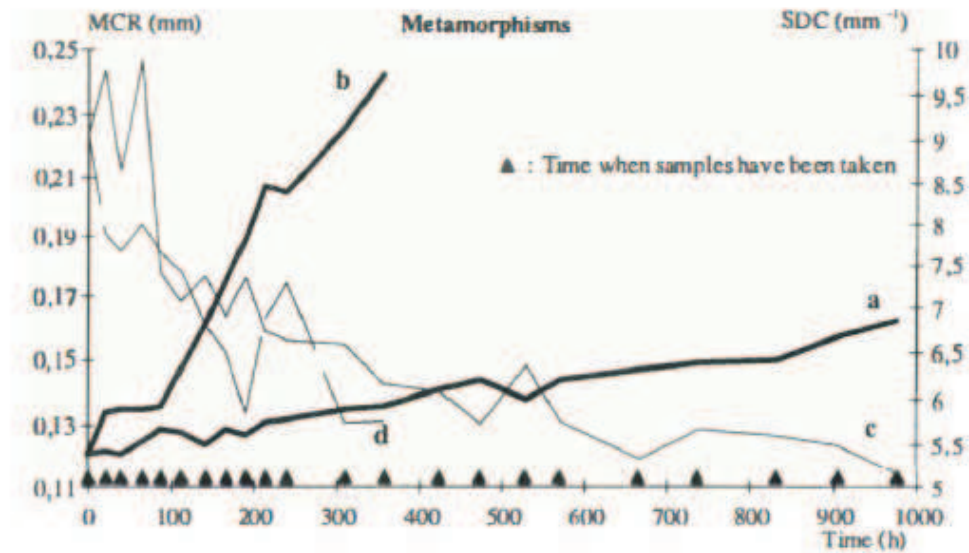


Fig. 2.9. Evolution au cours du temps du rayon convexe moyen (MCR) : (a) neige soumise à des conditions isothermiques ; (b) conditions de fort gradient. (Lesaffre et al., 1998)

- pas de variation décelable de la vitesse d'évolution des paramètres mesurés en fonction du gradient quand celui-ci est inférieur à 15 Km^{-1} en valeur absolue.

En s'appuyant sur les vitesses d'évolution respectives des paramètres descriptifs, observées pour les différentes conditions expérimentales, ainsi que sur l'observation des durées nécessaires pour passer d'un type initial de neige à un autre, plusieurs lois expérimentales ont été établies. Les formes des équations ont été pré-établies de façon à respecter la dépendance de la pression de vapeur saturante vis-à-vis de la température, même si les expériences n'ont pas été systématiquement conclusives sur ce point. Pour l'expression des vitesses d'évolution en cas de gradients modérés à forts (seuils respectifs de 5 Km^{-1} et 15 Km^{-1}), les équations prennent une forme analogue à celle établie par Marbouty (1980) pour la vitesse de grossissement des gobelets. La synthèse de cette étude se présente sous la forme du jeu d'équations suivant, extrait et adapté du rapport de Gilles Brunot (1986) :

Soit t le temps écoulé depuis une chute de neige.

Et soient :

- n le nombre de périodes de durée t_i pendant lesquelles la couche de neige a été soumise à un gradient $\frac{\partial T}{\partial z_i}$ sensiblement constant supérieur à 5 Km^{-1} , et à une température T_i .
- m le nombre de périodes de durée t_j pendant lesquelles la couche de neige a été soumise à un gradient $\frac{\partial T}{\partial z_j}$ sensiblement constant inférieur à 5 Km^{-1} , et à une température T_j .

On peut alors évaluer l'état de la neige à l'aide des calculs suivants :

Cas $n = 0$: métamorphose uniquement de faible gradient depuis la chute de neige constituant la couche. Il y a évolution de la neige fraîche aux particules reconnaissables (évolution très rapide), puis aux grains fins (évolution très lente).

On évalue le stade de la métamorphose par le calcul de E_0 :

$$E_0 = \text{Inf} \left[1; \sum_{j=0}^m 2.10^8 \exp \left(\frac{-6.10^3}{T_j} \right) t_j \right] \quad (2.18)$$

où le temps t_j est exprimé en jours. Si $E_0 = 0$, la neige est constituée de neige récente (neige fraîche et particules reconnaissables)

Si $E_0 = 1$, la neige est constituée de grains fins

Si $0 < E_0 < 1$, la neige est dans un état intermédiaire entre la neige récente et les grains fins, d'autant plus proche des grains fins que E_0 est grand (particules reconnaissables très évoluées).

Cas $n > 0$: alternance de métamorphoses de faible gradient et de gradients modérés à forts.

L'hypothèse a été faite que les effets de rayon de courbure et de gradient s'ajoutent. On obtient ainsi l'évaluation de la disparition des formes dendritiques par :

$$E_i = \text{Inf} \left[1; \sum_{j=0}^m 2.10^8 \exp \left(\frac{-6.10^3}{T_j} \right) t_j + 2.10^8 \exp \left(\frac{-6.10^3}{T_i} \right) \left(\frac{\partial T}{\partial z_i} \right)^{0.4} t_i \right] \quad (2.19)$$

Si $E_i = 0$, la neige est constituée de neige récente (neige fraîche ou particules reconnaissables).

Si $E_i = 1$, la neige est constituée de grains fins ou de faces planes.

Si $0 < E_i < 1$, la neige est dans un état intermédiaire.

Pour ces deux derniers cas, il est alors intéressant d'évaluer si la neige évolue vers des formes arrondies (grains fins) ou anguleuses (faces planes).

Pour cela on calcule les effets cumulés des métamorphoses de faible gradient (évolution des faces planes vers les grains fins) et de gradient fort ou modéré (évolution des grains fins vers les faces planes) à l'aide d'un deuxième paramètre d'état Et_i de façon itérative en fonction de son état précédent Et_{i-1} :

si $\nabla T < 5 \text{ Km}^{-1}$ en valeur absolue pendant la période i de durée t_i , alors :

$$Et_i = \text{Inf} \left[1; Et_{i-1} + 10^9 \exp \left(\frac{-6 \cdot 10^3}{T_i} \right) t_i \right] \quad (2.20)$$

de durée t_i si $\nabla T > 5 \text{ Km}^{-1}$ en valeur absolue pendant la période i de durée t_i , alors :

$$Et_i = \text{Sup} \left[0; Et_{i-1} - 2 \cdot 10^8 \exp \left(\frac{-6 \cdot 10^3}{T_i} \right) \left(\frac{\partial T}{\partial z_i} \right)^{0.4} t_i \right] \quad (2.21)$$

Si $Et_i = 1$, la neige présente des formes arrondies

Si $Et_i = 0$, la neige présente des facettes ou des stries.

Si $0 < Et_i < 1$, la neige est à un stade intermédiaire. Son évolution en cours est donnée par la valeur du gradient de température par rapport au seuil de 5 Km^{-1} .

Ces équations serviront plus tard de base pour intégrer dans le modèle de neige Crocus l'évolution de la neige sèche. Rétrospectivement, il faut noter que les expériences avec gradient ont toutes été conduites avec un gradient orienté vers le bas (base de la neige plus chaude), comme c'est le cas la grande majorité du temps pour un manteau neigeux alpin. Ce n'est pas le cas pour la neige des grandes calottes Antarctiques et Groenlandaises dont les couches près de la surface subissent des gradients modérés à forts qui s'inversent d'une saison à l'autre.

Il aurait ainsi été intéressant de mener un nombre réduit d'expériences avec un gradient inversé. La théorie de la métamorphose ne fait pas intervenir le sens du gradient sur la verticale (Colbeck, 1982) mais leur vitesse aurait pu différer, notamment par la stabilisation de la couche d'air interstitielle. L'alternance du signe du gradient, quotidienne ou saisonnière, a sans doute un effet sur la forme finale des grains non documentée dans cette étude.

A noter également que la croissance des cristaux vers des formes arrondies sous le seuil de 5 Km^{-1} n'est valide que pour des températures proches du point de fusion, telles qu'on les trouve dans les manteaux neigeux alpins. A des températures plus basses, l'isothermie peut conduire à la croissance de cristaux anguleux (Brzoska, 2005).

2.4 Quantification de la métamorphose de la neige humide

Connaissances préalables sur la métamorphose de la neige humide

La théorie de la métamorphose de la neige humide avait également fait l'objet d'une publication par Colbeck (1973). Dans le cas de neige avec un taux d'impuretés faible, tel qu'on la rencontre en milieu montagneux, loin des sources locales de pollution et suffisamment loin de la mer, Colbeck montre que le mécanisme principal contrôlant l'évolution des cristaux dans la neige humide est la variation locale de température du point de fusion, due aux effets de rayon de courbure. Cette variation s'exprime par la loi de Gibbs-Thomson (Colbeck, 1973) :

$$T_f = T_{f0} - 2v_s \sigma C \frac{T_{f0}}{L_f} \quad (2.22)$$

où T_f désigne la température de fusion de la glace à une pression donnée au-dessus d'une surface de courbure C ,

T_{f_0} désigne la température de fusion de la glace à une pression donnée au-dessus d'une surface plane,

v_s désigne le volume spécifique de la glace,

σ désigne l'énergie d'interface glace/eau,

L_f désigne la chaleur latente de fusion de la glace.

Cette équation indique que la température de fusion est plus froide au voisinage d'une surface de glace convexe qu'au-dessus d'une surface plane. Symétriquement, elle est plus chaude au-dessus d'une surface concave (en creux) qu'au-dessus d'une surface plane.

Ainsi, dans une couche de neige, dont la température est macroscopiquement au point de fusion, les parties convexes présentant une interface glace/eau liquide sont à une température d'équilibre plus froide que le milieu ambiant. Ceci induit un flux de chaleur orienté vers les parties convexes, transformée en chaleur latente par fusion à l'interface glace/eau. L'inverse se produit au-dessus des surfaces concaves qui produisent de la chaleur par gel de l'eau liquide à l'interface.

Ces processus sont d'autant plus efficaces que les courbures sont fortes. Ainsi, les parties des cristaux les plus convexes, telles que les dendrites, fondent les premières au profit des parties les plus concaves, telles que les ménisques aux joints de grains. L'humidification de la neige conduit ainsi très rapidement à la disparition des formes dendritiques ou anguleuses, au profit des formes les plus arrondies. Une fois arrondis, les cristaux les plus petits présentent une courbure presque partout positive mais plus forte que les cristaux voisins plus gros, si bien que les cristaux les plus petits diminuent par fonte de leur interface puis disparaissent au profit de cristaux plus gros qui règlent l'eau liquide disponible et grossissent. La neige évolue alors vers le type «grains ronds».

Les 2 facteurs limitant pour cette métamorphose sont la capacité de l'eau liquide à se déplacer des zones de fusion aux zones de regel et à la capacité de transférer la chaleur produite dans les zones de regel vers les zones où elle est consommée par la fonte. Colbeck (1973) met en évidence l'importance de la géométrie des inclusions d'eau, et notamment la continuité plus ou moins forte des films d'eau au sein de la matrice poreuse, pour assurer le transfert d'eau.

Colbeck note également le rôle que la tension capillaire joue sur l'abaissement du point de fusion. Mais cette baisse n'est significative que pour des valeurs très faibles de teneur en eau liquide, qui ne permettent pas d'assurer un cheminement liquide continu entre les zones susceptibles de fondre et celles susceptibles de congeler l'eau liquide. Ceci permet de négliger cet effet.

D'un point de vue quantitatif, les études préalables avaient essentiellement porté sur le grossissement des grains de neige en cas de saturation par l'eau liquide (Raymond et Tusima, 1979; Wakahama, 1968). Dans ce cas spécifique, il n'y a pas de limitation au transfert d'eau liquide et la transformation et le grossissement des grains sont contrôlés par les flux de chaleur entre les zones de fonte et de gel. Cependant, la saturation en eau est rare dans les manteaux neigeux alpins, et tout particulièrement sur une pente. Il était donc nécessaire d'engager les études permettant de quantifier la vitesse de métamorphose de la neige dans le cas commun où la neige n'est pas saturée en eau liquide.

Comme pour la quantification de la métamorphose de la neige sèche, la théorie ne permet pas de quantifier la métamorphose de neige humide. En effet, en dehors des cas idéalisés (2 grains sphériques par ex., Colbeck 1973), la diversité des formes des grains ne permet pas de résoudre analytiquement les équations décrivant la dynamique de la microstructure, que ce soit pour la matrice de glace, ou pour les films d'eau liquide au sein d'un échantillon de neige. C'est pourquoi il a été choisi de mener une étude en laboratoire sur des échantillons de neige naturelle.

Mise au point d'un processus original pour contrôler la teneur en eau liquide d'un échantillon de neige

Très peu de travaux avaient alors été menés sur la métamorphose de la neige humide, bien que celle-ci soit à l'origine de l'une des principales rétro-actions associées au manteau neigeux. En effet, comme mentionné ci-dessus, l'humidification de la neige entraîne aussitôt l'arrondissement et le grossissement des cristaux et grains de neige. Ceci est particulièrement efficace quand une neige récente est humidifiée en surface par apport d'énergie de l'atmosphère ou par la pluie. Cela a comme conséquence immédiate de diminuer son albédo (Warren, 1982), en particulier dans le domaine spectral du proche infra-rouge. L'albédo diminuant, la neige absorbe plus de rayonnement solaire et voit donc la fonte superficielle s'accroître, augmentant ainsi la teneur en eau liquide de la couche, ce qui accélère le grossissement des grains et accentue encore la diminution de l'albédo.

Ce n'est donc pas par manque d'intérêt que les études précédemment citées avaient été aussi rares. La raison vient au moins en partie de la difficulté à mener des expériences sur la neige humide. L'une des difficultés consiste à maintenir un échantillon au point de fusion sans accentuer la fonte, ni initier un regel. Cette difficulté peut être levée en travaillant dans un laboratoire froid bien contrôlé et en ajoutant une isolation supplémentaire par une enceinte dont les parois enferment un mélange de glace et d'eau.

Mais la principale difficulté tient au contrôle de l'humidification homogène d'un échantillon de neige. Par échantillon de neige, on entend un volume de quelques litres permettant des prélèvements de grains successifs au cours d'une expérience de plusieurs semaines sans que les prélèvements ne perturbent trop les conditions expérimentales. Il n'existait alors aucune méthode pour porter un échantillon de neige à des teneurs en eau liquide inférieures à la teneur en eau liquide de rétention. Ceci s'explique par le fait que l'eau liquide, quand elle est en faible quantité, est retenue dans les pores par capillarité (Colbeck, 1973, 1974, 1975) sans diffusion significative vers les zones à plus faible teneur en eau liquide. Ainsi, si on humidifie les bords d'un échantillon de neige par un apport d'énergie convertie en fusion ou par apport direct d'eau liquide, la partie centrale de l'échantillon restera sèche tant que la ou les parties externes n'auront pas atteint la valeur en eau de rétention. On peut imaginer une procédure consistant à ajouter à un échantillon de neige, un volume donné d'eau liquide puis de mélanger l'ensemble jusqu'à l'homogénéiser. Une partie de l'eau liquide regèlerait jusqu'à ce que l'ensemble de l'échantillon atteigne le point de fusion et le reste de l'eau liquide se répartirait de façon homogène. L'inconvénient principal serait la forte transformation apportée aux grains de neige par effet mécanique. Celle-ci serait particulièrement forte pour la neige fraîche (classe 1) et les particules reconnaissables (classe 2) et ne permettrait pas de quantifier la cinétique de la transformation naturelle de la neige récente soumise à une humidification.

La difficulté a été résolue en exploitant les propriétés diélectriques de la glace. La fréquence de relaxation de la neige sèche, où l'absorption d'un champ électrique alternatif présente un maximum, se situe entre 10 et 100 kHz (Polder & Van Santen, 1946, Kuroiwa, 1962). Il suffit alors d'imposer un champ électrique alternatif uniforme et constant dans cette gamme de fréquence pour qu'un échantillon de neige à température initiale négative se réchauffe uniformément, puis commence à fondre de façon homogène avec une teneur en eau liquide croissant de façon quasi-linéaire tant que l'eau liquide reste à des teneurs en eau liquide inférieures à environ 10 % du volume des pores. Ceci est dû au fait que l'eau liquide produite par le processus est moins absorbante que la glace, contrairement à la fusion dans un four à micro-ondes où l'absorption augmente considérablement là où l'eau liquide commence à apparaître, conduisant à de fortes hétérogénéités dans l'humidification.

La publication de Brun (1989) en fin de chapitre décrit en détail, dans sa première partie, les principes du système, développé avec Jean-Michel Panel, Ingénieur électronicien au CEN, sa réalisation pratique et les observations confirmant son efficacité. Un brevet avait alors été déposé et accepté mais celui-ci n'a jamais été valorisé.

Quantification expérimentale de la métamorphose de la neige humide non saturée

La disponibilité d'un système d'humidification contrôlée d'échantillons de neige a permis de mener en laboratoire des expériences sur le grossissement de grains de neige en fonction de la teneur en eau liquide. Inspiré des expérimentations décrites dans la première partie du chapitre pour quantifier la métamorphose de la neige sèche, le protocole expérimental fut le suivant :

- constitution d'un échantillon de 7 litres de neige récente par tamisage de neige fraîche prélevée sur le terrain ;
- chauffage de l'échantillon par absorption diélectrique dans un condensateur jusqu'à atteinte du point de fusion puis obtention d'une teneur en eau liquide proche de celle souhaitée ;
- mesure de la teneur en eau liquide ainsi produite ;
- stockage de l'échantillon dans une enceinte maintenue à 0°C par des parois contenant un mélange eau/glace ;
- prélèvement régulier de grains de neige ;
- caractérisation objective de la taille des grains de neige par le système de traitement d'images mesurant la courbure 2D des grains, identique à celui décrit précédemment pour la quantification de la métamorphose de la neige sèche.

Des expérimentations sur de nombreux échantillons ont permis de montrer que pour des teneurs en eau liquide jusqu'à 10 % du volume des pores, la taille des grains variait comme la racine cubique du temps. Une loi a ainsi pu être établie, décrivant la vitesse de grossissement en fonction de la teneur en eau liquide, ce qui constituait un résultat original.

Une des limitations de ce travail vient du fait que les impuretés présentes dans la neige ne sont pas prises en compte dans cette étude, ni même mesurées au cours de l'expérimentation. L'effet de certaines impuretés solubles a été décrit sur le plan théorique (Colbeck, 1973), conduisant essentiellement à l'abaissement du point de fusion lorsque la concentration augmente. Dans une couche de neige naturelle peu polluée, cela conduit à concentrer les impuretés dans les derniers ménisques d'eau liquide aux joints de grains lors d'un regel total. Lors du dégel puis de la fusion, ce sont les zones fortement concentrées en impuretés qui atteignent en premier le point de fusion. L'effet général sur les métamorphoses est cependant encore mal connu. Néanmoins, le fait que le modèle Crocus vise la simulation de manteaux neigeux alpins hors forêt, relativement peu riches en impuretés (par comparaison à des manteaux neigeux proches de la mer, de forêts ou des zones anthropisées), et le fait que les résultats d'expérimentation étaient très cohérents malgré l'origine diverse de la neige prélevée sur le terrain, ont conduit à négliger l'effet des impuretés sur la métamorphose de la neige humide.

La deuxième partie du papier reproduit en fin de chapitre décrit le protocole expérimental utilisé pour quantifier la métamorphose de la neige humide en fonction de la teneur en eau liquide. Elle présente également les principaux résultats et leur synthèse sous forme d'une loi quantitative de grossissement des grains.

Avec les travaux précédents sur la cinétique de la métamorphose de fort gradient (Marbouty, 1980) et ceux décrits dans ce chapitre sur la cinétique des métamorphoses de neige sèche de faible et moyen gradient et sur la cinétique de la métamorphose de la neige humide, il devenait possible de constituer le premier jeu complet de lois décrivant quantitativement la métamorphose de la neige saisonnière et de l'implémenter dans un modèle de neige qui pourrait alors simuler numériquement la stratigraphie du manteau neigeux. C'est ce que décrit le prochain chapitre après la publication ci-dessous.

INVESTIGATION ON WET-SNOW METAMORPHISM IN RESPECT OF LIQUID-WATER CONTENT

by

E. Brun

(Centre d'Études de la Neige, BP 44, 32404 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France)

ABSTRACT

Up to the present time, quantitative investigations on wet-snow metamorphism have mostly been conducted on water-saturated snow, because of the difficulty in getting large enough wet-snow samples at a uniformly low liquid-water content. Using the dielectric properties of snow at a frequency in the range 20–100 kHz, a warming device has been developed which has enabled us to bring samples of $7 \times 10^{-3} \text{ m}^3$ snow to any desired liquid-water content. A maximum value of 8% by volume was reached within 2 h.

The warming device was used to reproduce natural wetness conditions in the laboratory in order to investigate wet snow metamorphism at low liquid-water content. Snow samples were brought to different liquid-water contents and held in that condition for about 2 weeks, during which grain-size was characterized using a picture-analysis system able to derive the mean radius of curvature of the cluster circumference. At any given liquid-water content value, the growth rate of the mean volume of the crystals building the clusters was constant, a pattern which has also been observed in water-saturated snow by previous investigators. This growth rate is well described by a power function of liquid-water content.

INTRODUCTION

Avalanche forecasting is based on knowledge of snow cover layering during the whole winter season in numerous locations of various orientations and elevations. At a given location snow-cover evolution depends only on the meteorological conditions which have prevailed since the beginning of the winter season. This is true for its energy balance as well as for its layering, since in each layer metamorphism depends on ambient temperature, liquid-water content, and the temperature gradient prevailing in the considered layer. These parameters depend directly on energy balance and also on mass balance.

Morphological knowledge of grain type and grain-size in a snow layer is of primary importance, because of the consequences for its mechanical properties and therefore on snow-pack stability. Moreover, radiative absorption models (Bohren and Barkstrom, 1972) confirmed by experimental results (Sergent and others, 1987) show that snow albedo in the solar spectrum is strongly dependent on grain-size. A realistic model for snowcover evolution should describe inner-layer metamorphism, which implies a quantitative knowledge of the laws of that metamorphism. Quantitative investigations have been conducted at high temperature gradients by Marbouty (1980) and at low temperature gradients by Brunot (unpublished) for dry snow.

For wet-snow metamorphism, theoretical bases were established by Colbeck (1973), who pointed out that grain-growth results from different melting-point temperatures being related to different radii of curvature at the ice interface; the larger grains grow while the smaller ones are melting. The growth rate increases with increased liquid-water content, since water mobility through the pores

is thought to be the limiting factor for metamorphism at low liquid-water content. Until now, most quantitative investigations on wet-snow grain growth have been concerned with snow at saturated or high liquid-water content (Raymond and Tusima, 1979; Wakahama, 1968) because of the difficulty in getting homogeneous snow samples at any given low or intermediate liquid-water content.

In its first section, this paper describes an original method of solving this problem using dielectric absorption of ice at a frequency in the range 20–100 kHz in a uniform electric field. In its second section, the experimental method for investigating grain growth is described. Subsequently, experimental results are used to suggest a formula for grain growth as a function of liquid-water content.

1. AN ORIGINAL DEVICE FOR UNIFORM WARMING OF SNOW

Methods commonly in use to prepare wet snow samples cannot succeed in getting a homogeneous liquid-water content in a large snow sample because:

Ice melting at 0°C prevents the establishment of a temperature gradient, and liquid water cannot be formed in the inner parts of the sample by melting. Regarding radiative absorption, a drawback is that it implies a decrease in size of heat source with depth.

Direct supply of liquid water causes percolation that is not necessarily homogeneous but may be preferentially located in selected channels.

The dielectric properties of ice enable heat to be dissipated through the whole volume of snow exposed to an electric field which is oscillating at an appropriate frequency. If the electric field has a uniform spatial distribution, heat absorption by the ice phase is also uniform and the absorbed energy depends on the imaginary part ϵ'' of permittivity. The dielectric behaviour of snow is well described by mixing theory (Polder and Van Santen, 1946), and the relaxation frequency of dry snow lies between 10 and 100 kHz, according to the work of Kuroiwa (1962). In this frequency range water is far less absorbent than ice, so that energy dissipation by wet snow is little affected by the presence of liquid water so long as the liquid phase remains discontinuous. This allows a maximum liquid-water content in this type of snow of about 14% of the pore volume (Colbeck, 1973). On the basis of this figure an original device has been developed for the uniform warming of snow as shown in Figure 1. Numerous experiments on snow warming have been conducted, and theoretical predictions of melt rate and of a uniform distribution of liquid water in snow samples were well confirmed by experimental results. The temperature field of warmed dry snow samples appears spatially uniform, except near the boundary, due to conductive heat losses in the Plexiglass container. If the warming process is continued beyond the melting point, liquid-water content is increased

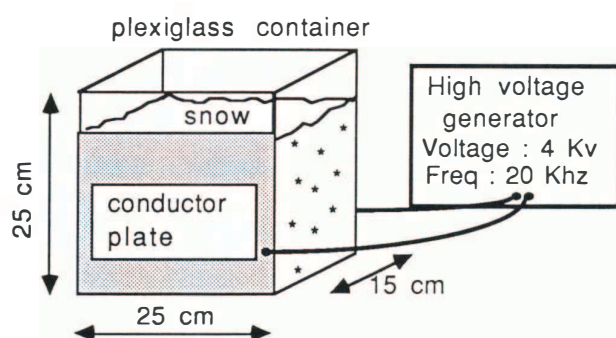


Fig. 1. Snow-warming device.

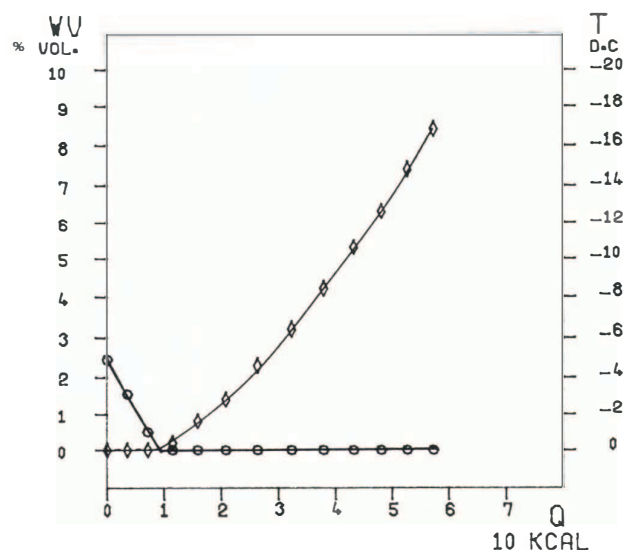


Fig. 2. Snow temperatures and liquid-water content plotted against energy supplied by warming process during a 2 h period.

uniformly at a constant rate, as shown in Figure 2. Uniform distribution of liquid-water content is effectively maintained in snow samples until the irreducible water content is reached and percolation begins.

2. EXPERIMENTAL INVESTIGATION OF GRAIN-GROWTH RATE IN RELATION TO LIQUID-WATER CONTENT

Experimental process

Fresh dry snow is collected in the field and brought into the cold laboratory. After sifting, every $7 \times 10^{-3} \text{ m}^3$ snow sample of is put in a Plexiglass container and held at a uniform temperature of about -5°C . The snow sample is then exposed to the warming process described above; its temperature reaches 0°C and its liquid-water content rises homogeneously throughout the sample. The total amount of energy supplied differs from one sample to another due mainly to differences in snow density. The rate of warming also varies between samples but within a smaller range. Heat dissipation rate is deduced from the temperature increase recorded within the first ten minutes of warming. The duration of warming needed to get the snow to the desired liquid-water content is then calculated. Following which, liquid-water content is measured using a dielectric probe at a frequency about 13 MHz.

The sample is then put into a box surrounded by an ice-water bath, to avoid any further melting or freezing, for about 2 weeks. The bath is insulated (Fig. 3) to prevent heat transfer between the wet snow and the external environment. Ice and water masses remain unchanged during the experiment yet nevertheless

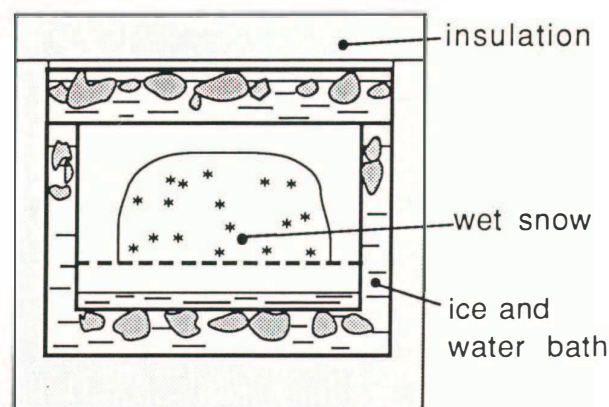


Fig. 3. Wet-snow storage device.

liquid-water content, expressed as a bulk ratio, remains unchanged only when percolation does not occur through the snow. This happens when snow liquid-water content is higher than the irreducible saturation, a characteristic which depends on snow type. Denoth and others (1979) have suggested experimental values of around 5% of pore volume, corresponding to a liquid-water content by around 9% mass for snow samples with a density in the order of 0.35, which is also typical for our samples a few hours after the initial warming process. If percolation occurs, a water-saturated layer appears at the bottom of the snow sample and some water may run off beneath the sample until its liquid-water content in its central region reaches irreducible value.

In these experiments it was convenient to consider liquid-water content as a percentage of mass rather than volume because density increased with time, involving a changing volume even when the amount of water remained unchanged.

Snow characterization

Snow samples were initially taken from fresh or partly branched snow, and wet metamorphism involved first a quick change in crystal shape until the dendritic parts had disappeared, and then the rounded particles grew with time. The first step of the metamorphism is difficult to quantify, since it causes change of shape rather than of size; in fact, it changes the specific surface area. Snow morphology was characterized by taking a sub-sample from the central region of the sample at regular intervals. This sub-sample was disaggregated in methyl heptane (iso-octane) at -5°C , in order both to freeze the liquid water and to avoid the development of bonds between the grains. In the experiments conducted in water-saturated snow by Raymond and Tusima, and by Wakahama, the crystals formed were isolated and quasi-spherical, so that there was no ambiguity in assigning them a size. In our work, the snow formed clusters in which quasi-spherical crystals were bound

TABLE I. SUMMARY OF EXPERIMENTS

Experi- ment number	Liquid water (% mass)	Dura- tion (h)	Initial density	Occurrence of percolation	Growth rate v ($\text{mm}^3 \text{s}^{-1}$)
1	0	239	150	no	2.51×10^{-8}
2	2	360	290	no	3.00×10^{-8}
3	3.7	356	290	no	5.08×10^{-8}
4	7	332	290	no	9.42×10^{-8}
5	10	286	350	weak	4.58×10^{-7}
6	14	310	260	yes	4.08×10^{-7}

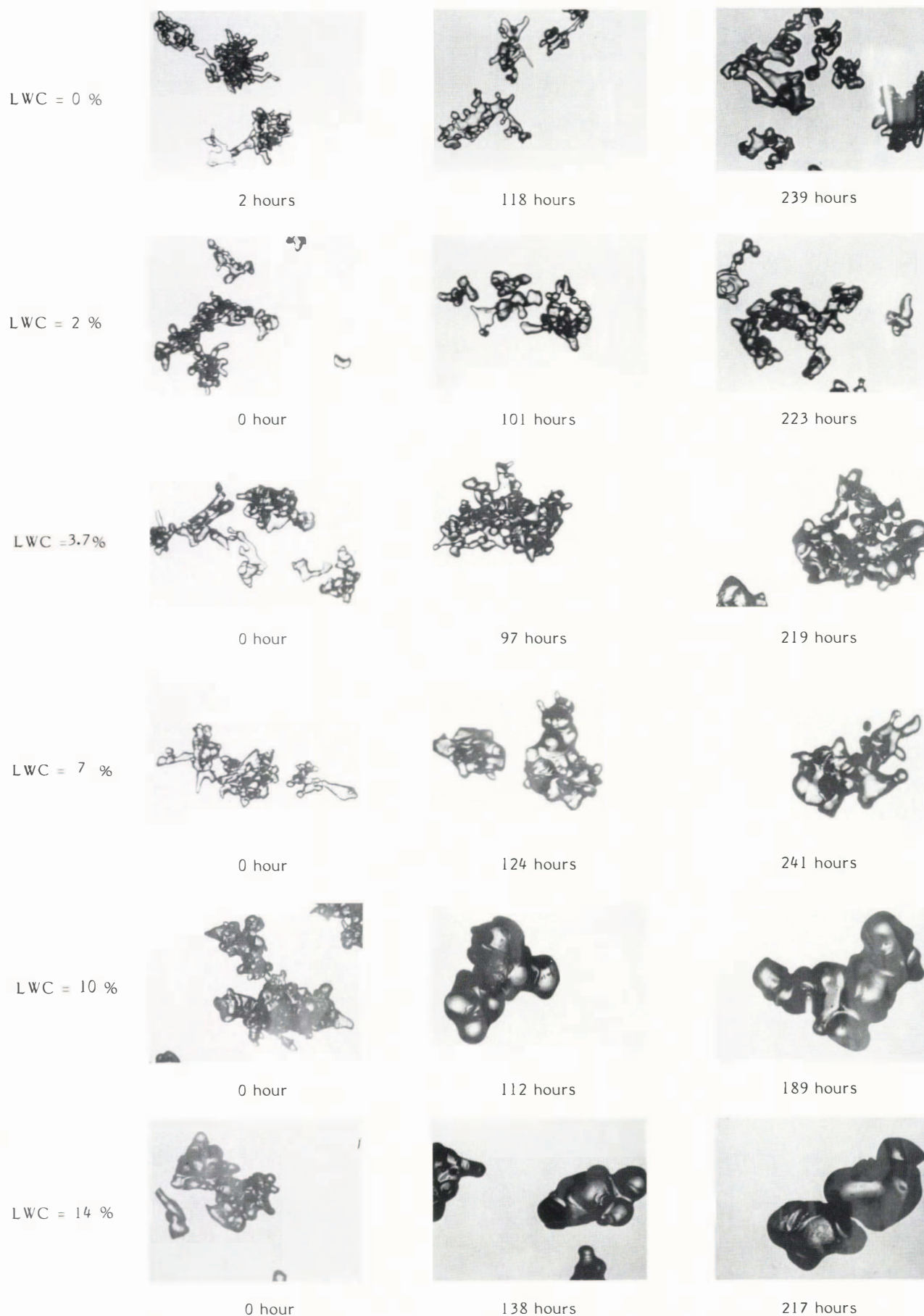


Fig. 4. Typical shape of snow grains during each experiment. Beneath each picture time elapsed since end of warming process. Liquid-water content expressed as per cent of mass.

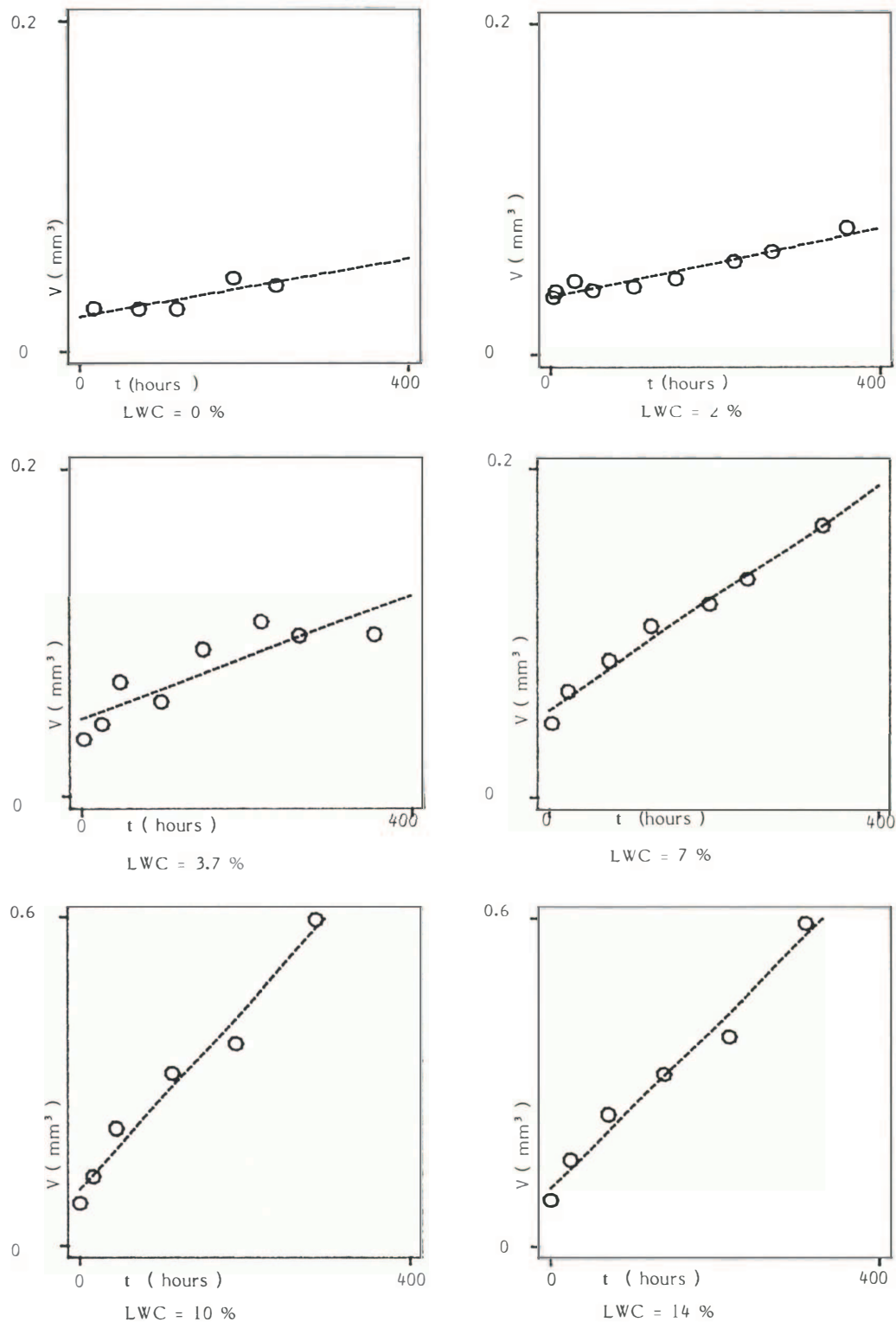


Fig. 5. Equivalent volume, v , plotted against time for each experiment. Liquid-water content expressed as per cent of mass.

together either by the original bonds in the wet snow or by bonds built after extraction from the sample when liquid water was frozen in the cold methyl heptane.

Grain-size is defined as the size of the crystals which can be seen along the circumference of the clusters. Obviously, this size varies from one crystal to another so that a large number of them must be observed in order to derive the mean grain-size of the sample. A picture-analysis system has been developed which computes the mean convex

radius of curvature from about 20 randomly chosen clusters, corresponding to a sample size of about 100 different crystals, thus ensuring a significant grain-size distribution.

3. EXPERIMENTAL RESULTS

Six groups of experiments were conducted on snow samples with different liquid-water contents, as described in Table I.

Initial density differs from that recorded during the experiment because of a large density increase during the warming process, when the sample shrinks throughout early wet metamorphism particularly in the newest snow. In experiment No. 1, snow was warmed to -0.3°C after which a temperature of 0°C was reached by conduction in the box surrounded by the ice-water bath without change in liquid-water content. Figure 4 shows the typical shapes of snow grains during various experiments. The elapsed time since the end of warming is written on every picture. Initial metamorphism that occurs during the warming process involves a rapid change in grain shape as the dendritic structure disappear; the higher the liquid-water content of the original sample the quicker the change.

Focusing on the growth of the rounded grains, we noted that Raymond and Tusima have observed in saturated snow that the cumulative distribution of particle diameters had the same pattern with increasing time and could be shifted from the original one by fitting only the median diameter, and that the same was true for volume distribution. Such a result would explain the linear increase in mean volume with time which they observed in all their experiments. In our experiments, at low liquid-water content the grains were not spherical, but the crystals bonded together to build clusters showed a cumulative size-distribution qualitatively similar to that described by Raymond and Tusima. Our picture-analysis system was not able to compute the radius of each individual crystal but gave the mean radius of curvature along the convex parts of the cluster. For each experiment, the volume of the equivalent sphere deduced from the mean convex radius of the sample, was plotted against time (Fig. 5). Since the mean radius is well described by our system, this equivalent volume correlates well with the mean volume of the crystals building each clusters.

The results represented in Figure 5 show a linear increase in mean volume in each experiment, a similar trend to that observed in saturated snow. Growth rate increased as liquid-water content increased up to the irreducible water content and beyond this value percolation occurred (experiments 5 and 6) and growth rate no longer increased. Wet snow metamorphism at low liquid-water contents may thus be described by the growth rate of the mean volume of the rounded grains as a linear function of time; and expressed as

$$v(t) = v_0 + v' * t$$

where v_0 = initial sample volume, and t = time

Figure 6 shows that the growth rate v' , in our experiments, may be expressed as the following function of liquid-water content (L):

$$v' = v'_0 + v'_1 * L^3.$$

If volume is expressed in mm^3 , time in s and L in per

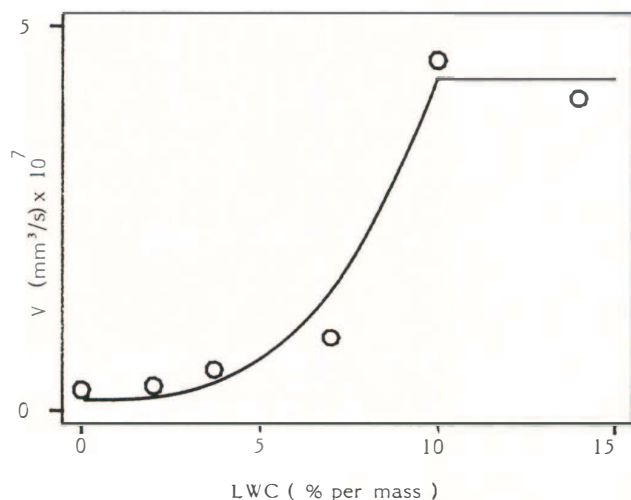


Fig. 6. Growth rate plotted against (liquid-water content)³, expressed as per cent of mass.

cent of total mass (with a maximum value of 9 to 10), then:

$$v'_0 = 1.28 \times 10^{-8} \text{ mm}^3 \text{ s}^{-1}; v'_1 = 4.22 \times 10^{-10} \text{ mm}^3 \text{ s}^{-1}.$$

Assuming that wet-snow metamorphism is limited at low wetness by mobility of liquid water from the melting parts to the freezing parts of the sample, the power function for the growth rate may be an illustration of the effect of the liquid-water content on the probability of building sufficiently long enough continuous paths over the ice surfaces in contact with the liquid phase. The coefficient, v' , observed by Raymond and Tusima in saturated snow is about three times greater than our maximum value, which is also the case for the irreducible free water content. These results are therefore in agreement, since the latter case corresponds with the beginning of the pendular regime of percolation where, as described by Colbeck (1973), the liquid phase remains discontinuous thus limiting the opportunity for water to move easily across the whole ice surface. In saturated snow, liquid water is present over the whole surface and the limiting factor in percolation is the heat flow from the freezing zone to the melting zone.

The effects of impurities, which have been discussed by Raymond and Tusima, have not been taken into account in our calculations, since our snow samples were taken from an alpine area where the concentrations of contaminants are normally lower than the values necessary to cause decrease in crystal-growth rate.

CONCLUSION

An original device has been developed by our research group which can provide snow samples with a given liquid-water content uniformly distributed throughout the whole sample volume. This device has already been used to reproduce natural wetness conditions in the laboratory in order to facilitate the investigation of wet-snow metamorphism in snow samples with low liquid-water content. As with saturated snow the mean volume of the crystals increases at a constant rate, and this rate may be expressed as a power function of the liquid-water content. Such a formula may be integrated into snow-cover energy-balance models to take into account the effects of grain-size on solar absorption and on permeability, and therefore to forecast run-off. Eventually, the snow-warming device we have developed may prove useful in investigations of topics such as the mechanical properties, water movements, and liquid-water measurements, for wet snow or ice.

REFERENCES

- Bohren, C.F. and B. R. Barkstrom. 1974. Theory of the optical properties of snow. *J. Geophys. Res.*, **79**(30), 4527-4535.
- Colbeck, S.C. 1973. Theory of metamorphism of wet snow. *CRREL Res. Rep.* 313.
- Denoth, A., W. Seidenbusch, M. Blumthaler, P. Kirchlechner, W. Ambach, and S.C. Colbeck. 1979. Study of water drainage from columns of snow. *CRREL Rep.* 79-1.
- Kuroiwa, D. 1962. Electrical properties of snow. *CRREL CRSE Part 2. Section 13*, 63-73.
- Marbouty, D. 1980. An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *J. Glaciol.*, **26**(94), 303-312.
- Polder, D. and J.H. van Santen. 1946. The effective permeability of mixtures of solids. *Physica*, **12**(5), 257-271.
- Raymond, C.F. and K. Tusima. 1979. Grain coarsening of water-saturated snow. *J. Glaciol.*, **22**(86), 83-105.
- Sergeant, C., P. Chevrard, J. Lefeuvre, and D. Marbouty. 1987. Caractérisation optique de différents types de neige. Extinction de la lumière dans la neige. *J. Phys. (Paris)*, **48**, Colloq. C1, 361-367. (Supplément au 3.)
- Wakahama, G. 1968. The metamorphism of wet snow. *International Association of Scientific Hydrology Publication 79 (General Assembly of Bern 1967 — Snow and Ice)*, 370-379.

Chapitre 3

Introduction des lois de métamorphose dans le modèle de neige Crocus et impact sur les simulations

Résumé

Le jeu de lois expérimentales de métamorphose de la neige saisonnière a pu être introduit dans la version « énergétique et massique » du modèle numérique de neige Crocus décrite dans le chapitre 1. En effet cette première version permettait de simuler les conditions de température et de teneur en eau liquide au sein du manteau neigeux, qui sont les principaux facteurs contrôlant le type de métamorphose et sa vitesse dans un manteau neigeux saisonnier de type alpin et sans trop d'impuretés. L'introduction de la simulation des métamorphoses a nécessité d'adopter un formalisme permettant de décrire de façon continue les différents types de neige dans le modèle. Un lien a été établi entre ce nouveau formalisme et la classification des différents types de neige utilisée dans les observations de terrain ou de laboratoire. Associée à la discrétisation verticale dynamique des couches du modèle, l'introduction des lois de métamorphose a permis de simuler la stratification du manteau neigeux saisonnier, c'est à dire l'évolution de la taille et du type de cristaux de glace de chacune des couches de neige qui le composent. Outre l'intérêt que cela présente pour évaluer la stabilité mécanique d'un manteau neigeux sur une pente, la simulation de la métamorphose des différentes couches de neige permet de prendre en compte l'effet de la taille et de la forme des grains de neige dans le calcul des paramètres qui gouvernent la réflectance et la viscosité des couches de neige. Cette approche, plus basée sur la physique que les paramétrisations alors utilisées, fut une source potentielle importante pour améliorer l'estimation de l'albédo du manteau neigeux et du tassement de chacune de ses couches. Ceci s'est effectivement traduit par une amélioration significative des performances du modèle. L'évaluation détaillée d'une simulation sur le site instrumenté du Col de Porte durant l'hiver 1988/1989 a montré la capacité du modèle à simuler de façon réaliste l'évolution du manteau neigeux, tant pour ce qui concerne ses caractéristiques générales (hauteur de neige, équivalent en eau, écoulement d'eau liquide à la base) que pour son état interne (température, densité, teneur en eau liquide, type et taille des grains). Une simulation a pu être effectuée sur une période de près de 5 mois sans aucune réinitialisation de l'état du manteau neigeux durant cette période (Brun *et al.*, 1992).

3.1 Stratégie pour l'introduction des lois de métamorphose

Les lois décrivant la cinétique des métamorphoses de neige sèche et de neige humide, établies au chapitre 2, ajoutées à la loi de grossissement de grains de neige soumis à un très fort gradient de température (Marbouty, 1980) constituent la base essentielle qui a permis d'établir un jeu relativement complet de lois quantitatives décrivant les métamorphoses de la neige au sein d'un manteau neigeux. Ces lois dépendent des conditions de température et de teneur en eau liquide qui règnent à un instant donné au sein du manteau neigeux, décrits par leurs profils uni-dimensionnels perpendiculaires à la pente. Rappelons que ces lois ont été établies expérimentalement en laboratoire en reproduisant autant que possible les principales conditions que subit un manteau neigeux saisonnier de type alpin. Par construction, elles souffrent néanmoins des limitations suivantes :

- elles ne sont a priori pas adaptées, et donc potentiellement fausses, aux cas de manteaux neigeux des régions au climat plus extrême, non reproduit en laboratoire, telles que l'Arctique, l'Antarctique ou la très haute altitude ;
- les expériences sur échantillons en laboratoire s'évaluaient sur des durées d'environ un mois. Les lois expérimentales établies à partir de ces expériences ne permettent donc pas de décrire les cinétiques très lentes, telles que celles relatives à l'évolution des cristaux de neige dans les névés jusqu'à la formation de glace ;
- les expériences ont été menées sur des échantillons de neige prélevés dans des zones de basse et moyenne altitudes des Alpes françaises, contenant a priori très peu d'impuretés. Les lois établies ne peuvent donc s'appliquer à des manteaux neigeux perturbés par exemple par de fortes concentrations en sels marins ou par des dépôts de polluants à proximité de zones urbaines ou industrielles.

Indépendamment de ces limitations, se pose le problème de la description de l'état morphologique d'une couche de neige. Au milieu des années 80, une nouvelle classification de la neige était en cours d'élaboration par l'International Commission Snow and Ice (ICSI) de l'IAHS (Colbeck *et al.*, 1990), mais elle n'était pas encore publiée, ni même achevée. Le service de prévision d'avalanches français, alors opéré par le Centre d'Etudes de la Neige, utilisait une classification en 6 types principaux, reconnaissables sur le terrain à l'aide d'une loupe et que renseignaient les observateurs du réseau nivo-météorologique lorsqu'ils réalisaient un profil stratigraphique du manteau neigeux. Une action de recherche portait alors sur le développement du système expert MEPRa comme aide objective à la prévision du risque d'avalanches. Gérard Giraud, en charge au Centre d'Etudes de la Neige de cette action de recherche, avait été amené à introduire un formalisme pour quantifier l'état morphologique de couches de neige d'un sondage de battage (Giraud, 1992). Il s'agissait en effet de pouvoir établir des règles décisionnelles pour le moteur d'inférence du système en interrogeant des prévisionnistes avalanches. Les notions de dendricité et sphéricité ont ainsi été introduites pour formaliser de façon quantitative la description des grains de neige lors des entretiens avec les experts.

Cette approche originale a été généralisée pour formaliser la description des principaux types de grains communément rencontrés dans les manteaux neigeux saisonniers alpins. Ceux-ci peuvent être alors caractérisés par 3 variables pronostiques qui évoluent de façon continue lors de la métamorphose d'une couche de neige :

- dendricité et sphéricité variant entre 0 et 1 pour les neiges présentant encore des particules de neige fraîche (dendrites) reconnaissables : classes 1 et 2 de la classification internationale. La dendricité est censée représenter la part de particules issues de précipitations encore reconnaissables : essentiellement branches d'étoiles (dendrites), restes de plaquettes, de colonnes ou d'aiguilles encore reconnaissables. La sphéricité représente la part de particules

de forme arrondie, fruit de la métamorphose de faible gradient ou de la métamorphose de neige humide, par rapport à la part de particules de forme anguleuse, générées par les métamorphoses de moyen et fort gradient.

- sphéricité (variant de 0 à 1) et taille de grains (variant de 0.3 mm à plusieurs mm) pour les neiges ne présentant plus de particules reconnaissables. La sphéricité répond à la même définition que pour les neiges encore dendritiques tandis que la taille correspond à la taille moyenne des cristaux, telle qu'on peut l'observer sur le terrain ou par les techniques de traitement d'images en laboratoire décrites dans le chapitre 2. Pour des grains de forme très arrondie, la taille des grains correspond à 2 fois le rayon moyen de courbure mesuré le long d'un échantillon représentatif de grains observés sous une loupe binoculaire. Pour des grains de forme plus complexe, la taille de grains présente différentes définitions. Elle est difficile à observer sur le terrain et même en laboratoire. Sphéricité et taille des grains sont utilisés pour représenter les types de neige suivants : grains fins, faces planes, gobelets et grains ronds (respectivement classes 3, 4, 5 et 6 de la classification internationale).

La figure 1 de Brun *et al.* (1992) schématise la représentation des différents types de neige de la classification utilisée alors en France selon le formalisme décrit ci-dessus. Celui-ci permet une description continue de l'état morphologique d'un échantillon de neige, tout en assurant une correspondance avec les 6 classes utilisées dans le réseau nivo-météorologique pour décrire la stratigraphie du manteau neigeux lors des sondages hebdomadaires.

Une des principales limitations de cette représentation vient de l'absence de description des liaisons entre les grains, notamment les ponts de glace dont dépendent fortement les propriétés mécaniques d'un échantillon de neige et dans une moindre mesure la conductivité thermique. Une variable d'état supplémentaire a été introduite pour mémoriser certains états passés d'une couche de neige dans le modèle. Cette variable, nommée « historique », permet de garder la mémoire de certains états par lesquels une couche de neige est passée, même si les métamorphoses qu'elle a subies ensuite ont fait disparaître ces états passés, au moins au sens du formalisme décrivant les grains. Ainsi, une couche préalablement humidifiée puis regelée est identifiée comme une croûte de regel, même si elle a subi entre-temps une métamorphose de fort gradient qui a rendu anguleux les grains qui la composent. De même une ancienne couche de gobelets garde la mémoire de cet état même si une humidification l'a ensuite transformée en grains ronds.

3.2 Complément aux lois de métamorphose pour simuler l'évolution de neige déjà évoluée lors de son humidification

La loi de métamorphose de la neige humide établie dans le chapitre 2 portait uniquement sur la transformation et le grossissement de grains de neige en fonction de la teneur en eau liquide. Il manquait encore à ce stade des lois décrivant la vitesse à laquelle certains types de neige évoluaient vers des neiges à grains arrondis lorsqu'ils étaient soumis à différentes valeurs de teneur en eau liquide. Les neiges concernées étaient les faces planes et les gobelets (respectivement classes 4 et 5).

Cela a nécessité de mener quelques expériences complémentaires. Celles-ci ont été réalisées selon un protocole similaire à celui décrit pour évaluer l'évolution de la taille des grains mais de façon plus qualitative. Nous nous sommes en effet limités à évaluer le temps nécessaire pour passer d'un des types étudiés dans son stade caractéristique initial vers un stade considéré comme étant composé totalement de grains arrondis (classes 3 ou 6). L'utilisation du formalisme en dendricité et sphéricité permet alors d'en calculer la vitesse d'évolution pour les conditions expérimentales imposées.

Une étude plus exhaustive aurait nécessité de mener un nombre considérable d'expériences, notamment pour couvrir une gamme de teneurs en eau liquide différentes suffisamment dense. Ceci n'a pas été fait et les vitesses expérimentales déduites des quelques cas étudiés ont été modulées en fonction de la teneur en eau liquide selon la même dépendance que celle du grossissement des grains établie au chapitre 2. Ceci est évidemment critiquable mais les mécanismes mis en jeu pour faire disparaître les branches d'étoiles, les angles et les stries en présence d'eau liquide sont les mêmes que ceux qui conduisent à la diminution puis à la disparition des cristaux les plus petits au profit des plus gros, à savoir la dépendance de la température de fusion en fonction du rayon de courbure. Il est donc raisonnable d'introduire une dépendance en vitesse de changement de morphologie de même type que pour la dépendance de la vitesse de grossissement en fonction de la teneur en eau liquide.

Une limitation potentiellement importante du jeu de lois de métamorphose établi est de ne pas faire de distinction entre les différents états possibles d'une couche de neige fraîche se déposant à la surface du manteau neigeux. Cela venait de deux constatations :

- dans le cadre opérationnel du réseau nivo-météorologique, et même sur le site expérimental du Col de Porte, il était très difficile d'observer de façon routinière les caractéristiques morphologiques des précipitations neigeuses se déposant à la surface du manteau neigeux. Seule la densité de la neige fraîche est observée en certains points du réseau. Celle-ci dépend principalement de la température de l'air et de la vitesse du vent pendant la chute. La densité ne permet donc pas de déduire de façon non ambiguë, le type de cristaux composant cette couche.
- les nombreuses expériences menées sur des échantillons de neige fraîche prélevés lors de différents épisodes de précipitation et à différentes altitudes, ont montré une excellente cohérence d'ensemble dans la façon dont ils évoluaient. La sensibilité d'une neige évoluée au type de neige fraîche dont elle est issue est donc a priori peu importante par rapport aux conditions de température, de gradient de température et de teneur en eau liquide qu'a connues cette couche depuis son dépôt.

Des travaux récents (Lejeune *et al.*, 2007) suggèrent néanmoins qu'une distinction devrait être apportée pour la neige fraîche de type grésil, produite principalement dans les systèmes précipitants convectifs. Celle-ci en effet se caractérise au moins par un albédo plus faible que les autres types de neige récente. C'est a priori un processus très important pour comprendre et modéliser le bilan d'énergie du manteau neigeux des régions tropicales, qui contrôle en partie le bilan de masse des glaciers tropicaux. La capacité des modèles météorologiques les plus récents à distinguer différentes espèces d'hydrométéores glacées offre des perspectives intéressantes pour pouvoir faire une telle distinction, tant en mode recherche que dans un contexte opérationnel en temps réel.

3.3 Introduction des lois de métamorphose dans la version initiale du modèle Crocus

Pour la première fois, un jeu relativement complet de lois expérimentales décrivant la cinétique des principales métamorphoses de la neige saisonnière alpine devenait disponible. Ces lois ont alors été introduites dans le modèle numérique décrit au chapitre 1. D'un point de vue algorithmique, l'évolution des paramètres dendriticité, sphéricité et taille des grains d'une couche de neige est calculée durant un pas de temps à partir des variables d'état que sont les profils verticaux de température et de teneur en eau liquide au sein du manteau neigeux.

Cette fonctionnalité nouvelle a permis d'enrichir de façon considérable le modèle avec les fonctionnalités supplémentaires suivantes :

- **Adéquation entre les règles de discrétisation verticale et la stratification du manteau neigeux** : les règles gérant la discrétisation verticale (nombre et épaisseurs des couches numériques) tenaient compte non plus de la différence d'âge entre 2 couches adjacentes mais de la différence entre les types de grains entre ces couches. Même si une couche de neige issue de la même précipitation a tendance à évoluer de façon homogène, certains événements météorologiques peuvent conduire à stratifier cette couche. C'est le cas par exemple d'une humidification superficielle de la seule partie supérieure de cette couche. Mais le regel progressif après humidification, la différence de température et de gradient de température, la densification plus forte en profondeur font évoluer différemment le type de neige entre le haut et le bas de cette couche. Les nouvelles règles de discrétisation verticale, s'appuyant non plus sur l'âge mais sur le type de grains, favorisent bien mieux la simulation de la stratification que les règles qui ne s'appuyaient que sur l'âge de la neige. Ainsi une humidification superficielle de neige récente peu dense peut conduire à la formation d'une croûte de regel que le modèle saura isoler durant une simulation jusqu'à sa fonte ou bien jusqu'à la transformation des couches sous-jacentes.
- **Calcul de l'albédo en tenant compte de la forme et de la taille des grains simulés par le modèle** : une des avancées majeures permises par l'introduction des lois de métamorphose dans Crocus a été de pouvoir faire dépendre l'albédo de la neige du type et de la taille des grains constituant la couche de neige superficielle. La publication en fin de chapitre décrit la paramétrisation développée pour chacune des 3 bandes spectrales retenues, qui s'appuyait sur les travaux de Warren (1982) et Sergent *et al.* (1987). L'âge de la couche intervient pour représenter dans la bande visible l'effet des dépôts secs et des impuretés. Le taux de diminution de la réflectance en fonction de l'âge dans cette bande a été optimisé lors des simulations de test et peut être considéré comme un paramètre de calibration locale. L'introduction d'un albédo dépendant du type et de la taille des grains permet de faire reposer sur une base physique la principale rétro-action positive propre au manteau neigeux en contexte alpin, à savoir la diminution de son albédo par humidification de la couche superficielle, qui entraîne alors une fonte accélérée et un grossissement encore plus rapide des cristaux la composant. C'est à la fois une fonctionnalité supplémentaire potentiellement intéressante pour le modèle mais aussi une augmentation de la sensibilité du modèle aux épisodes météorologiques susceptibles d'humidifier sa surface. En cela, c'est un challenge supplémentaire en terme de performance dans des simulations de longue durée.
- **Modulation de la viscosité de la neige en fonction du type de cristaux** : l'introduction des lois de métamorphose a permis de faire varier de façon très significative le taux de tassement des couches de neige en fonction de leur type, en particulier pour ce qui concerne les neiges de type faces planes et gobelets qui ont la particularité de se tasser bien moins vite que des neiges de type grains fins. Quelques travaux avaient abordé cette question, identifiés dans la revue (Mellor, 1975). La modulation de la viscosité a été établie de façon empirique en s'appuyant sur des travaux non publiés de Navarre. Il s'agit là d'une propriété importante qui contribue à faire des couches de neige soumises à de forts gradients, des couches très fragiles sur le plan mécanique et à l'origine de nombreux cas d'avalanches accidentelles (Perla *et al.*, 1978 ; Gubler, 1982 ; Gubler & Bader, 1989 ; Jamieson & Johnston, 2001 ; Schweitzer, 2001).

3.4 Évaluation de la nouvelle version du modèle de neige

La nouvelle version du modèle de neige a été évaluée sur le site expérimental du Col de Porte à partir du jeu de données d'observation collecté durant l'hiver 1989-1990. Le principe

de l'évaluation a été similaire à celui mis en œuvre pour l'évaluation de la partie énergétique décrit au chapitre 1. Compte-tenu de la fonctionnalité nouvelle que constitue l'introduction de la métamorphose de la neige, une attention particulière a été portée à la capacité du modèle à reproduire les principales caractéristiques de la stratigraphie du manteau neigeux. Celles-ci ont pu être observée lors d'observations hebdomadaires sur le terrain, au cours desquelles les caractérisations classiques des grains sur site ont été complétées par des prélèvements de grains des différentes couches immergés dans de l'iso-octane et observés ensuite sous loupe binoculaire. Le développement de cette technique simple de prélèvement et de conservation des cristaux de neige pendant plusieurs semaines sans altération apparente, a fait l'objet de la publication par Brun & Pahaut (1991), reproduite en fin de chapitre.

L'évaluation de la capacité du modèle à reproduire une stratification réaliste du manteau neigeux, détaillée dans la publication ci-dessous, a constitué une étape majeure puisqu'elle fut la première démonstration qu'un modèle numérique du manteau neigeux pouvait simuler de façon raisonnable la stratification du manteau neigeux, sans qu'il soit nécessaire de réinitialiser le modèle sur une période de plus de quatre mois. Outre cette avancée, le modèle a également

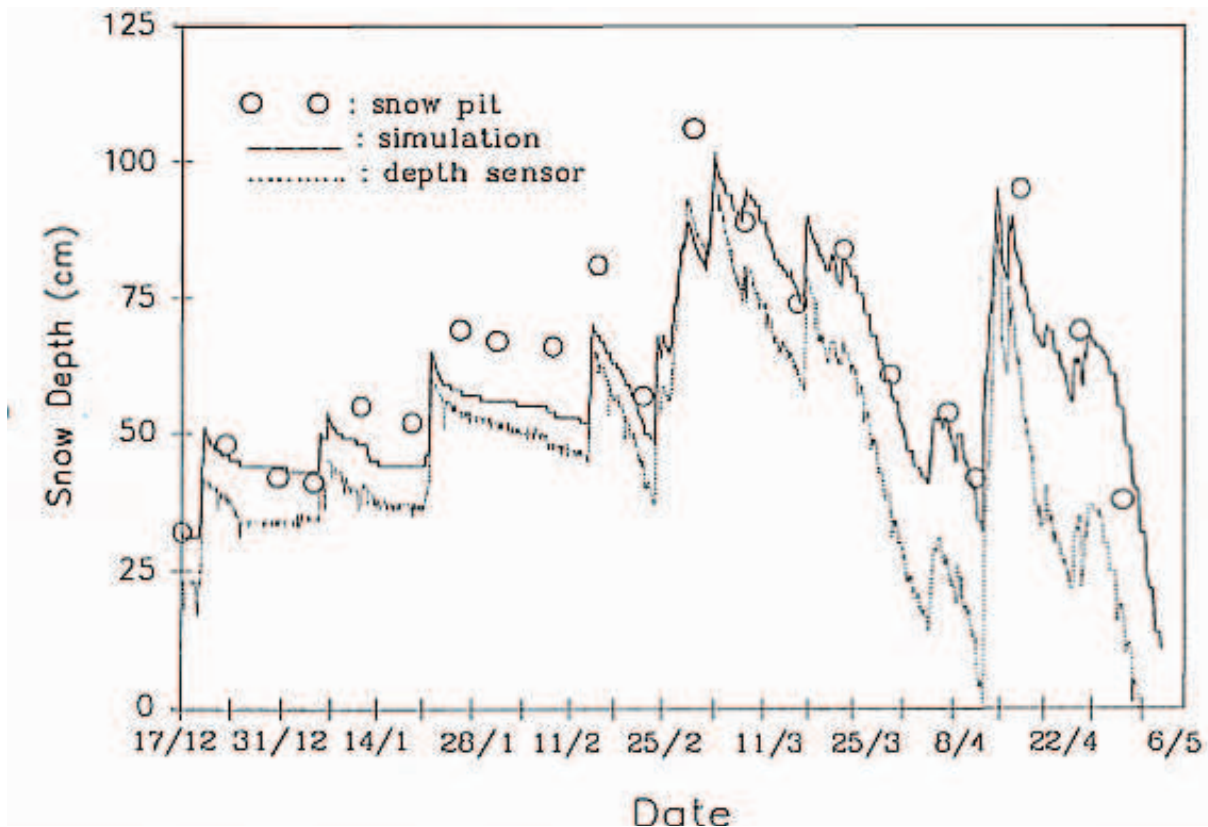


Fig. 3.1. Comparaison entre hauteurs de neige simulées (trait continu) et mesurées manuellement (cercles) ou par sonde ultra-sonique (trait pointillé)- tiré de (Brun et al., 1992).

simulé de façon très réaliste des paramètres aussi importants que la hauteur de neige (cf. figure 3.1), l'équivalent en eau du manteau neigeux, sa température de surface et l'écoulement d'eau liquide à sa base.

L'introduction d'un degré de liberté supplémentaire que constituait la dépendance de l'albédo vis-à-vis du type de neige de surface ne nuisait pas aux performances du modèle, bien au contraire. Ceci se voit particulièrement dans la bonne comparaison entre l'écoulement d'eau mesuré quotidiennement à la base du manteau neigeux et celui mesuré à l'aide du bac lysimétrique de 5 m^2 (cf. figure 3.2). En effet, en période de fonte bien établie et sans fort regel nocturne,

ce paramètre permet d'approcher le bilan d'énergie quotidien. Ceci suppose de négliger devant l'écoulement basal les variations d'eau liquide par condensation et évaporation ainsi que les variations d'un jour sur l'autre du contenu en eau par rétention au sein du manteau neigeux.

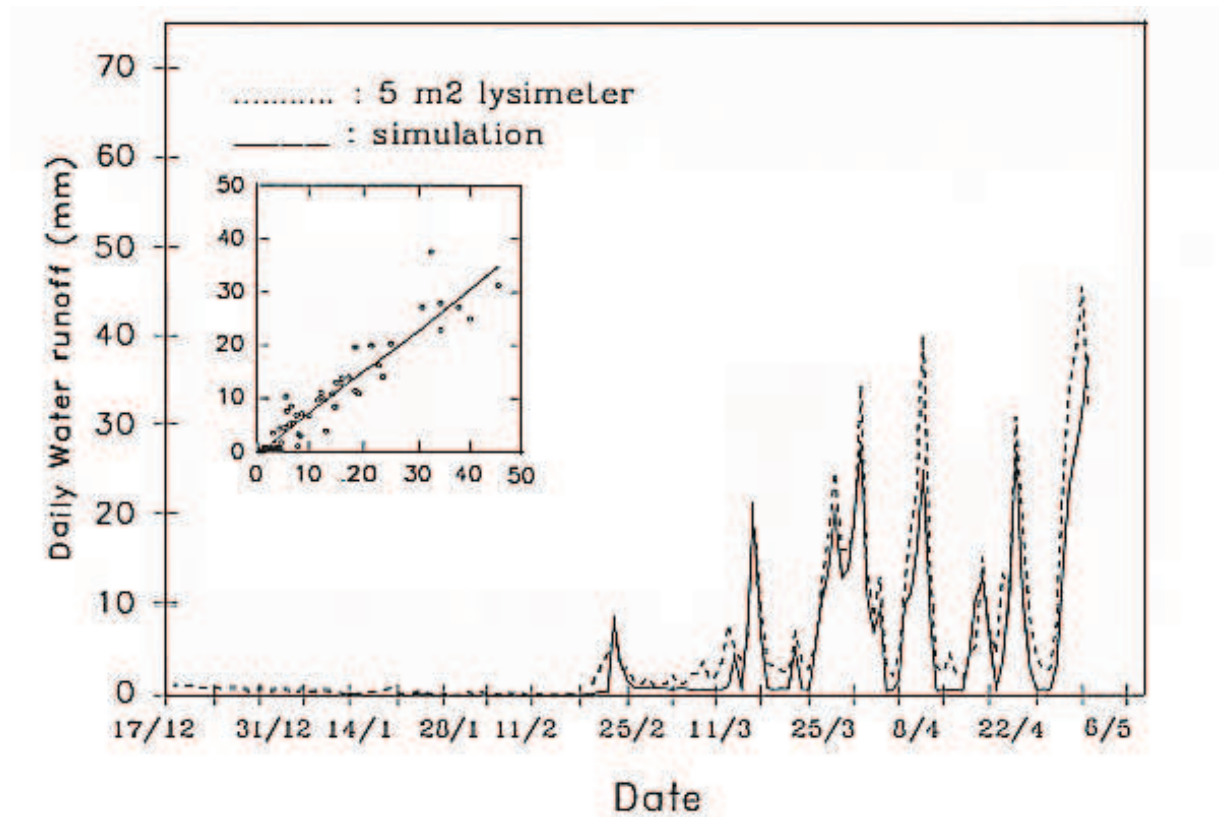


Fig. 3.2. Comparaison entre l'écoulement d'eau basal simulé (trait continu) et celui mesuré par le bac lysimétrique (trait pointillé)- tiré de (Brun et al., 1992).

La publication ci-dessous est encore régulièrement référencée et les lois de métamorphose de Crocus ont été partiellement implémentées dans plusieurs modèles (Lehning *et al.*, 2002; Gallée *et al.*, 2001) et sont, comme dans Crocus, encore utilisées pour de nombreuses actions de recherche ainsi que dans des applications opérationnelles.

An efficient method for a delayed and accurate characterization of snow grains from natural snowpacks

E. BRUN AND E. PAHAUT

Meteo-France CNRM, Centre d'Études de la Neige, 38406 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France

ABSTRACT. The authors describe a new method that allows an accurate, cheap and quick characterization of snow grains from natural snowpacks. The method is based on stopping all metamorphism of snow grains by immersing them in cold iso-octane. Snow grains are then carried from the field, stored in a cold room and easily observed through a microscope. It then makes possible recording of snow-grain pictures in a state similar to their natural state, even after storage of several months.

INTRODUCTION

Snow-grain morphology is one of the most important parameters for investigating snowpack properties. It strongly influences or governs mechanical properties, settlement rate and snow-radiation properties.

During the last 10 years, electronic thermometers and dielectric sensors have made it possible to measure accurately and quickly temperature and liquid water-content profiles of the snow cover. Snow characterization is not as easy in the field. Magnifying glasses do not magnify sufficiently to recognize accurately the intermediate types of snow and to obtain an unbiased measurement of their size. The field microscope can only be used under special meteorological conditions to avoid melting or sublimation during snow handling: no wind and cold weather. It cannot be used easily on steep slopes.

Thin or plane sections are widely used by important laboratories for analysing the snow micro-structure. This method is very efficient for measuring the stereological parameters such as point density and intercept length (Dozier and others, 1987; Good, 1987). However, each analysis requires tedious work using expensive devices. Furthermore, this method does not allow classification of snow samples according to the different types of the international snow classification (Colbeck and others, 1990). More recently, Good and others (1991) have developed an original heating cutter to obtain 5 cm thick slices of the snow cover that can be observed using transparency to the Sun's rays. This method is very efficient for exhibiting snow-cover stratigraphy, especially the thin layers that cannot be easily seen in a traditional pit. However, this method does not allow description of snow grains according to the international snow classification.

The purpose of this paper is to describe a simple and low-cost method that enables retrieval of snow grains from

the field and carrying them to a cold room where they can be stored and then analysed under the microscope, remaining in their natural state for several months.

DESCRIPTION OF THE METHOD

The method used to collect, store and analyse snow grains taken from a natural snowpack includes different stages:

5 cl flasks are filled with liquid iso-octane (trimethyl 2-2-4-pentane) at a sub-freezing temperature.

The flasks are put in an insulated box that is refrigerated by small CO₂-snow masses. A weight of 300 g of CO₂-snow is sufficient to retain the temperature inside the box below 0°C up to 24 h. The total weight of the box is less than 3 kg, ensuring easy carrying within a rucksack.

After having made a snow pit or at a snow-cover



Fig. 1. Operator collecting snow samples in the field in an iso-octane flask.

surface, snow grains are taken from a layer and collected in an iso-octane flask (Fig. 1). The flask is immediately placed in the cold box. From this time, the wetting of the snow-grain surface by cold iso-octane inhibits all metamorphism and the shape of the grains does not change significantly as long as the grains remain immersed and the temperature remains below 0°C. This derives from the fact that the wetting is efficient enough to avoid any vapour transfer at the ice surface. Only volume or surface diffusion of the ice can occur and they are known as very slow processes. Furthermore, no significant chemical reaction occurs between the ice and iso-octane. The duration of the transport does not matter as long as the flasks remain at a sub-freezing temperature. They are stored in a cold room for several months.

To analyse a snow sample, the contents of the flask are poured over a filter that retains snow grains. The iso-octane remaining at the ice surface evaporates very quickly. The grains are placed within a closed glass box and analysed under a microscope. From this time, they continue by submitting to metamorphism. However, ice sublimation is limited by closing the glass box. The observer has sufficient time to determine easily the type and the size of the snow grains, and also to record pictures of the grains on a video tape. These records can be analysed by picture-processing on a computer, in order to measure automatically the sizes of the grains or different parameters such as area, mean radius of curvature, perimeter or inertial moments.

Figure 2 shows pictures of snow grains treated by the present method and analysed several weeks after they had been collected in the field.



Fig. 2. Examples of grains collected from natural snowpacks and observed after several weeks' storage in cold iso-octane.

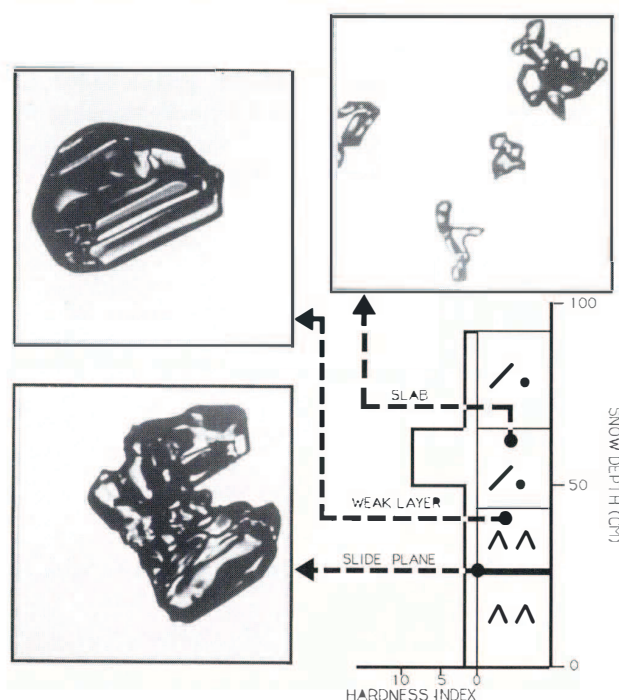


Fig. 3. Use of the storage method to analyse a stratigraphical profile during an avalanche investigation. The method allows an accurate and easy way to determine the causes of instability.

FIELDS OF USE

The present method can be used efficiently for different purposes; each time it is necessary to obtain a detailed description of the snow grains.

We have also used it to follow the evolution of snow layers at a given location during a whole winter season. Once each week, after having made a snow pit, samples have been collected from each layer of the snowpack and carried to the cold laboratory, following the method described in this paper. Their characterization under the microscope has allowed us to evaluate our ability to simulate snow metamorphism using a numerical model.

This method is also used to conduct "avalanche investigations" after an accident. Figure 3 shows the quality of the stratigraphical description of the snowpack that enables an accurate determination of the source of instability.

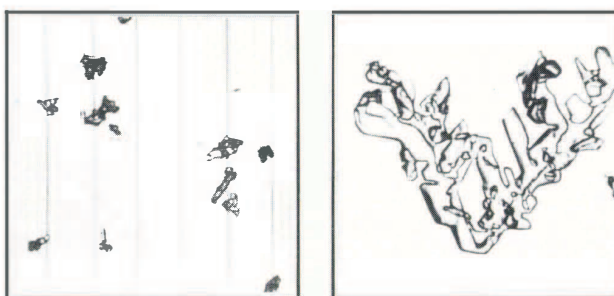


Fig. 4. Grains collected directly in iso-octane from a snowdrift.

Since the winter of 1989–90, we have used this method for collecting snow grains carried by the wind during drift events. The characterization of the grains under the microscope in a cold room assists in understanding the mechanism of snowdrift and the changes in grain shape during drift. Figure 4 shows such grains.

CONCLUSION

The method developed for storing snow grains collected over several months in the field opens a wide field of use. Its simplicity and low cost makes it a very powerful tool to characterize snow grains from remote areas where sophisticated devices cannot be handled easily.

REFERENCES

- Colbeck, C. and 7 others. 1990. *The international classification for seasonal snow on the ground*. Wallingford, Oxfordshire, International Association of Hydrological Sciences. International Commission on Snow and Ice.
- Dozier, J., R.E. Davis and R. Perla. 1987. On the objective analysis of snow microstructure. *International Association of Hydrological Sciences Publication 162* (Symposium at Davos 1986 — *Avalanche Formation, Movement and Effects*), 49–59.
- Good, W. 1987. Thin sections, serial cuts and 3-D analysis of snow. *International Association of Hydrological Sciences Publication 162* (Symposium at Davos 1986 — *Avalanche Formation, Movement and Effects*), 35–48.
- Good, W., G. Krusi and J. V. Niederhausern. In press. Préparation et analyse de profils stratigraphiques à contrastes élevés. *Proceedings of Symposium ANENA CISA-IKAR, Chamonix, June 1991*.
- Colbeck, C. and 7 others. 1990. *The international classification*

The accuracy of references in the text and in this list is the responsibility of the authors, to whom queries should be addressed.

MS received 8 July 1991

A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting

E. BRUN, P. DAVID, M. SUDUL AND G. BRUNOT

METEO-FRANCE CNRM, Centre d'Études de la Neige, 38406 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France

ABSTRACT. Laws of snow metamorphism have been introduced in a numerical model which simulates the evolution of temperature, density and liquid-water profiles of snow cover as a function of weather conditions.

To establish these laws, the authors have summarized previous studies on temperature gradient and on wet-snow metamorphism and they have also conducted metamorphism experiments on dry or wet fresh-snow samples. An original formalism was developed to allow a description of snow with parameters evolving continuously throughout time.

The introduction of laws of metamorphism has improved significantly the derivation of the settlement of internal layers and of snow-covered albedo, which depend on the simulated stratigraphy, i.e. the type and size of snow grains of different layers of the snow cover.

The model was tested during a whole winter season without any re-initialization. Comparison between the simulated characteristics of the snow cover and the observations made in the field are described in detail. The model proved itself to be very efficient in simulating accurately the evolution of the snow-cover stratigraphy throughout the whole winter season.

INTRODUCTION

Snow-cover evolution, at a given location, is governed by the prevailing meteorological conditions. An energy and mass model of snow cover, named *Crocus*, was developed for operational avalanche forecasting. This model proved itself to be efficient in simulating snow temperature, liquid-water content and density profiles (Brun and others, 1989). However, this model was limited, in fact, in that it did not allow for the evolution of snow-cover stratigraphy, i.e. grain-size and types of its different layers despite the fact that this stratigraphy is the basis of methods used to determine snow stability.

Snow metamorphism, both dry and wet, depends on temperature, density and liquid-water profiles which prevail in the considered layer (Colbeck, 1973, 1980, 1983). Since *Crocus* proved itself efficient in simulating these profiles, it is surely able to simulate the morphological evolution of each layer of a snow cover, conditional that we are able to introduce into the model a formalism and a quantification of the metamorphism laws.

The French operational avalanche-forecasting services get data on the internal characteristics of the snow cover at different locations once a week. They also get the snow-cover stratigraphy but, between two pit measurements, they receive no other observations on the internal snow evolution. Some effects such as snow-crystal growth with varying surface temperature and radiation penetration (Colbeck, 1989b) are observed in Nature with much difficulty but can be easily forecast during sunny and cold

days using a numerical model of snow cover and, in such a case, it is the only way to determine whether faceted crystals are growing just below the snow-cover surface. Gubler and Bader (1989) have shown how the snow-temperature-profile evolution knowledge was important during and after a snowfall in order to explain slab-avalanche release.

All of these reasons show the interest in introducing snow-stratigraphy evolution in a mass and energy model of the snow cover. The purpose of this paper is to describe how the snow-metamorphism laws were introduced into the *Crocus* model. The new model was then tested by a field experiment throughout a whole winter at the measurement site at Col de Porte (French Alps) by comparing the simulated snow cover, characterized by its stratigraphy and profiles, to observations made automatically in situ and then continuously or by snow pits dug once a week.

QUANTIFICATION OF SNOW-METAMORPHISM LAWS

Since the beginning of snow research, metamorphism has been one of the topics on which researchers have focussed most. This derives from the fact that snow metamorphism drives snow-cover evolution and thus affects all of its properties, especially its mechanical properties and its albedo. Basic snow-metamorphism laws were soon discovered and the influence of temperature gradient

and moisture were pointed out (the general work of De Quervain). Dry- and wet-snow metamorphism have been described from a qualitative point of view.

Colbeck (1973, 1980, 1983) has developed the theory of the metamorphism of wet and dry snow, describing the particular effect of liquid-water content, capillary pressure, radius of curvature and temperature gradient. Giddings and LaChapelle (1962) and Colbeck (1983) deduced from theoretical considerations growth rates of snow grains exposed to high temperature gradients. Their results agreed with those obtained by experiments on snow samples (Akitaya, 1974; Marbouty, 1980; Pahaut and Marbouty, 1981). More recently, Christon and others (1987) developed a numerical two-dimensional simulation of temperature gradient to describe geometrical effects on metamorphism.

All information obtained by theoretical methods is very useful to the understanding of snow metamorphism. Since most methods use spherical or very simple geometrical shapes to describe snow, their results cannot be used directly for an integration in a complete metamorphism model because it cannot be applied to each snow type and even more so at various stages of metamorphism. For example, Colbeck (1983) computed growth rate using geometrical or shape factors but these factors cannot be determined for each snow type, especially when snow is in intermediate states.

Difficulty comes from the fact that even homogeneous snow layers of a given type are composed of individual crystals of various shapes and sizes having always considerable variability: that is the intrinsic mechanism of metamorphism. Up to now, no mathematical description can describe accurately the natural individual arrangements of crystals. To integrate metamorphism in a numerical snow-cover model, the problem to be solved is the following: "A given snow layer being exposed to given conditions, what happens to this layer after a given time?" To solve it, we conducted metamorphism experiments in a cold laboratory on various natural snow samples.

Previous experimental investigation on snow metamorphism

Two complete experimental investigations on temperature gradients (Marbouty, 1980) and on wet-snow metamorphism (Brun, 1989) have been described in the literature. They quantify the particular effects of the different parameters affecting grain-growth rate under a high temperature gradient and under controlled liquid-water content.

High temperature gradients on rounded and faceted crystals:

After having conducted high-temperature-gradient experiments on various snow types and under many experimental conditions, Marbouty summarized his results with a depth-hoar grain-growth-rate law:

$$\bar{a}(t) = \bar{a}(0) + g \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) h(\rho) \phi(t) \quad (1)$$

where \bar{a} is grain mean apparent diameter, t is time, T is temperature, z is the vertical coordinate and ρ is snow

density. The functions f , g , h and ϕ were determined experimentally (Marbouty, 1980) and Equation (1) can be used only for snow samples already classified as rounded crystals, faceted crystals or depth hoar (classes 3, 4 and 5 according to the international snow classification (Colbeck and others, 1990).

Wet-snow metamorphism of rounded crystals and wet grains:

Using an original device suitable to wet-snow samples homogeneously at controlled liquid-water contents, Brun (1989) established the grain-growth rate of snow as a function of liquid-water content:

$$\frac{dv}{dt} = v'_0 + v'_1 \theta^3 \quad (2)$$

where v is the equivalent volume of snow crystals and θ is mass liquid-water content. Equation (2) is valuable for rounded crystals (class 3) and wet grains (class 6).

To extend the laws of dry and wet metamorphism to all other snow types, especially for fresh snow, we have conducted snow-metamorphism experiments in a cold laboratory using the devices used to establish Equations (1) and (2).

Quantification of fresh-snow metamorphism

(1) Dry fresh-snow metamorphism

Colbeck (1983) described the rules of temperature and temperature gradient on the type and rate of metamorphism. The theoretical considerations he used allowed the introduction of a "snow-enhancement factor g " which must be determined either experimentally or from stereographic views. In fresh snow, the diversity of crystal shapes does not allow the easy determination of " g ". We have preferred to conduct direct metamorphism experiments by submitting natural fresh snow samples to various temperature and temperature-gradient conditions. We built a device enabling us to work simultaneously under eight different conditions on snow samples from the same snowfall. Constant conditions were applied for up to 2 or 3 weeks. Every 2 d, a sub-sample was taken at different depths from each snow sample and then characterized under a microscope. A picture-analysis system enabled us to compute the convex radius of curvature along the crystal perimeter as seen through the microscope. For each sample, the mean convex radius of curvature was determined from about 100 crystals. The relative effects of each parameter on the rate of metamorphism were deduced from their relative effects on the growth rate of the mean radius of curvature. This radius varies from 0.08 mm to 0.18 mm for fresh snow samples and it always grows during metamorphism, more quickly when conditions inclined towards faceted crystals than towards rounded crystals.

Forty-four experiments were done using six different fresh snow samples (classes 1 and 2). The results can be summarized as follows:

Metamorphism rate and type of dry fresh snow does not depend on which type of crystals snow is composed of, excepted graupels.

The type of metamorphism involved depends only on the prevailing temperature gradient. The rate of metamorphism depends on temperature and temperature gradient when temperature gradient is less than 5°C m^{-1} , fresh snow evolving towards rounded crystals (class 3).

When the temperature gradient is higher than 5°C m^{-1} , fresh snow evolves towards faceted crystals (class 4).

Until the whole sample is composed of rounded or faceted crystals, fresh snow evolves alternatively towards one or the other shape when the gradient alternates through the threshold of 5°C m^{-1} .

When the state of "faceted crystals" is fully reached, snow evolves towards depth hoar if the gradient is higher than $15^{\circ}\text{C m}^{-1}$, which agrees with the results of Akitaya (1974), Marbouty (1980) and Colbeck (1983).

To describe snow evolution using metamorphism laws, it has been necessary to introduce a new formalism to describe snow as a function of continuous parameters. These parameters are dendricity, sphericity and grain-size. Dendricity varies from 1 to 0 and describes the part of the original crystal shapes which are still remaining in a snow layer. Sphericity varies between 0 and 1 and describes the ratio of rounded versus angular shapes. Figure 1 describes the relation to the international snow classification. The arrows describe the possible directions of dendricity, sphericity and size evolution.

The quantitative results of 44 experiments can be described by the following fresh-snow metamorphism model, using the original formalism described above:

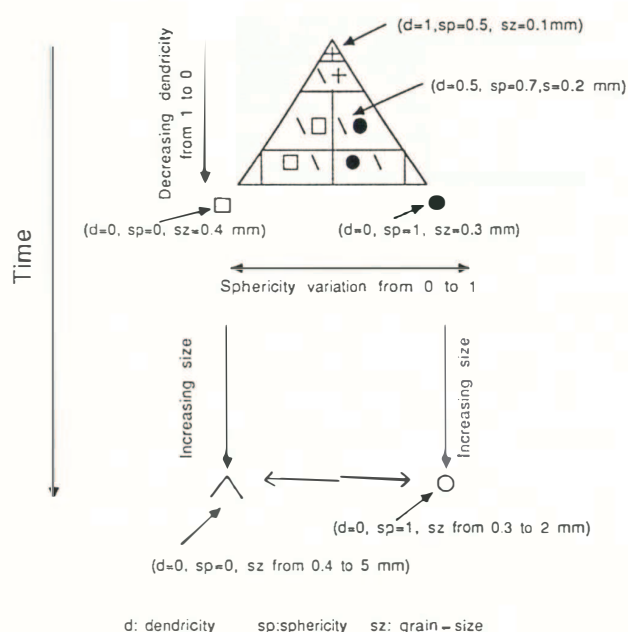


Fig. 1. Correlation between the formalism used to describe snow types with continuous parameters and the international classification.

when $|\nabla T| < 5^{\circ}\text{C m}^{-1}$:

$$\frac{\delta \text{dendricity}}{\delta t} = -2 \times 10^8 \exp\left(\frac{-6 \times 10^3}{T}\right), \quad (3)$$

$$\frac{\delta \text{sphericity}}{\delta t} = 1 \times 10^9 \exp\left(\frac{-6 \times 10^3}{T}\right)$$

when $|\nabla T| \geq 5^{\circ}\text{C m}^{-1}$:

$$\frac{\delta \text{dendricity}}{\delta t} = -2 \times 10^8 \exp\left(\frac{-6 \times 10^3}{T}\right) (\nabla T)^{0.4}, \quad (4)$$

$$\frac{\delta \text{sphericity}}{\delta t} = -2 \times 10^8 \exp\left(\frac{-6 \times 10^3}{T}\right) (\nabla T)^{0.4}$$

where t is time expressed in days.

When dendricity reaches 0, partly branched crystals have almost disappeared. Snow is in the state of rounded crystals, faceted crystals or in an intermediate state, depending on the thermal history the layer has survived. It is then characterized by its sphericity (0 to 1) and its grain-size which is in this state of about 0.3–0.4 mm. It then evolves as a function of temperature gradient or liquid-water content, as described in the previous section. When wet-snow grains (class 6) are submitted to a temperature gradient higher than 5°C m^{-1} , their sphericity decreases according to Equations (4). When sphericity reaches 0, their size increases according to the functions determined by Marbouty.

2. Wet fresh-snow metamorphism

Fresh snow samples have been used at the melting point and then at controlled liquid-water contents. Snow heating used dielectric absorption (Brun, 1989), which enabled us to use the whole sample at a given homogeneous liquid-water content. Every 2 h at the beginning of the experiment, then twice a day and then every 2 d, sub-samples were taken out to characterize grain types under a microscope and to calculate crystal radii of curvature using picture-processing methods. Figure 2 shows the results obtained during a metamorphism experiment conducted on fresh snow at a liquid-water

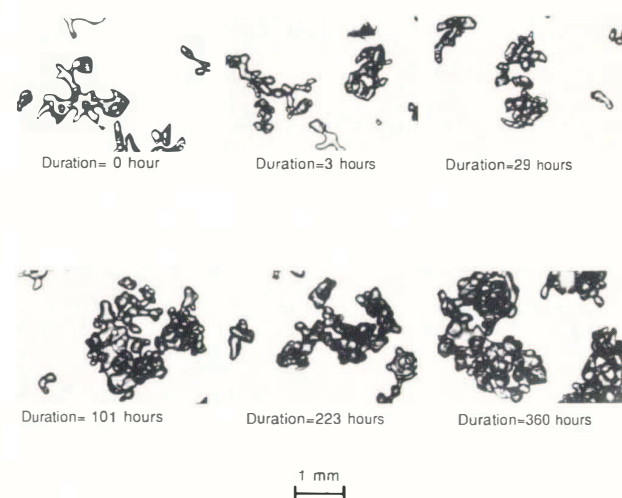


Fig. 2. Evolution of snow crystals submitted to a liquid-water content equal to 2% per mass. The duration since the end of the wetting is expressed in hours.

content of 2% per mass. Seven experiments on fresh snow were conducted and the results can be satisfactorily described by the following equations which use the same formalism as in the previous section:

$$\begin{aligned}\frac{\delta \text{dendricity}}{\delta t} &= \frac{-1}{16} \theta^3, \\ \frac{\delta \text{sphericity}}{\delta t} &= \frac{1}{16} \theta^3\end{aligned}\quad (5)$$

where θ is expressed in per cent per mass and t in days. When the dendricity reaches 0, the snow reaches a state of rounded crystals whose diameter is then equal to around 0.3 mm and whose sphericity is equal to 1. If wet conditions continue, snow grains grow and reach wet-grain snow (class 6), and then the growth rate is described by Equation (2).

To achieve all possible cases of metamorphism, we have submitted faceted crystals and depth hoar to wet conditions. They were reduced to wet grains and the velocity of increase in their sphericity can be described satisfactorily by Equation (5). Then, their size increases according to Equation (2). Despite their rapid rounding, the crystals retained some features of their previous faceted shapes over a few hours.

To conclude on snow metamorphism, the formalism we introduced proved itself efficient in allowing a description of all possible types of metamorphism using simple equations which were determined experimentally on all natural snow types.

INTRODUCTION OF METAMORPHISM LAWS IN AN ENERGY AND MASS MODEL OF SNOW COVER

Metamorphism laws have been introduced into the unidimensional energy and mass model Crocus whose complete description is available in Brun and others (1989). This model takes into account the different phenomena affecting the snowpack:

Energy exchanges at the snow-atmosphere interface and at the snow-soil interface using an implicit centered scheme.

Absorption of solar radiation with depth.

Phase changes between solid and liquid water.

Water transmission through the snowpack.

Mass exchanges due to precipitation and water runoff.

Settlement.

These phenomena have been derived using a time increment equal to 15 min, except settlement which is derived once an hour. The laws of metamorphism are used just before the computation of settlement. The evolution of snow type and grain-size of each layer of the snow cover is derived once an hour from temperature, density and

liquid-water-content profiles simulated during the previous hour.

When snow is falling, fresh snow layers are added to the snow cover with a dendricity equal to 1 and a sphericity equal to 0.5. This may be different conditions when wet snow is falling, but in this case, meteorological conditions will drive the model to induce a rapid wet metamorphism of the surface-snow layers, similarly as though fresh snow was added under an already evolved state. It must be noted that the model accepts mixed liquid and solid precipitation as input data.

Introducing metamorphism laws in the model Crocus has significantly improved some of the parameterizations used to simulate physical processes affecting snow cover:

Snow albedo now depends continuously on the size, type and age of the surface snow layer. In the previous version of the model, snow grain-size was deduced from density, though albedo does not depend directly upon it. We have introduced a decrease in albedo with snow-surface age in the spectrum range (0.3; 0.8 μm) to take account of dry deposition which essentially affects snow albedo in the visible wave lengths (Warren, 1982). Albedo and absorption are now described by the following equations, deduced from the theoretical studies of Warren (1982) and Sergent and others (1987):

On (0.3–0.8 μm):

$$\begin{aligned}\alpha &= 1 - 1.58(d)^{\frac{1}{2}} - 0.2 \frac{\text{age}}{60}, \\ \beta &= 0.0192\rho \frac{1}{(d)^{\frac{1}{2}}}.\end{aligned}$$

On (0.8–1.5 μm):

$$\begin{aligned}\alpha &= 1 - 15.4(d)^{\frac{1}{2}}, \\ \beta &= 0.1098\rho \frac{1}{(d)^{\frac{1}{2}}}.\end{aligned}$$

On (1.5–2.8 μm):

$$\begin{aligned}\alpha &= 346.3d - 32.31(d)^{\frac{1}{2}}, \\ \beta &= +\infty.\end{aligned}$$

where α is albedo, β is absorption expressed in cm^{-1} , d is "optical" grain-size expressed in m, ρ is density and age is snow-surface age expressed in days and limited to 60. The "optical" grain-size of a given snow type is the size of the spherical grains of a theoretical snow sample whose computed albedo should be equal to the albedo of the considered snow. The coefficient 0.2 involved in albedo decrease with age was fitted at Col de Porte where the nearby forest carries considerable vegetal dust in the snow cover. Under other conditions at higher altitudes or further from vegetation, this coefficient should be smaller.

Mechanical settlement depends continuously upon snow-grain type and size through its Newtonian viscosity. Transfer functions from grain type to viscosity were determined experimentally by J. P. Navarre (unpublished).

TEST OF THE MODEL

The model has no spatial scale. Its results depend only on its input meteorological data, in such a way that it must be tested in locations where meteorological and snow data are very closely associated. The new version of the model Crocus was tested on the instrumented site at Col de Porte located 1320 m a.s.l. in the Massif de la Chartreuse in the French Alps. The test of the model has been made by comparing field measurements on snow cover with simulated profiles throughout a whole winter season.

Field measurements

During the winter 1988–89, input meteorological data necessary to allow the model to run were measured hourly: air temperature and humidity, wind velocity, incoming short-wave and long-wave radiation, liquid and solid precipitation. Precipitation was measured using three rain gauges, one heated, one using dissolution in alcohol and the last one unheated. Combined with snow-depth measurements, it gave good accuracy and easy distinction between snow and rain. An original device was developed to clean automatically the radiometers from fresh snow and riming once each hour.

During the same period, measurements were made on the snow cover. Snow depth, snow-surface temperature, bottom-water run-off, snow-layer settlement were measured hourly automatically. Snow settlement was measured by following the movement of plates at different snow-layer interfaces (Brun and others, 1989). Temperature, liquid-water content and density profiles were deduced from a pit once a week. Liquid-water content was measured with a dielectric sensor of cylindrical shape 5 cm wide. In each layer, snow sub-samples were taken out and immersed in iso-octane at an initial temperature of -15°C . This action

immediately inhibits metamorphism and snow grains do not evolve more significantly over many months. Snow grains were then characterized with a microscope in a cold laboratory and a picture-analysis system was used to compute different geometrical parameters and especially the mean convex radius of curvature of the crystals comprising the snow layers.

Meteorological conditions encountered during the winter season 1988–89

As in most parts of the Alps, the winter season 1988–89 has been characterized by snow precipitation from the end of November to the middle of December, followed by 2 months of warm and dry conditions. The snowpack was mostly built during the storm period from the end of February to the beginning of March. From the end of March to the middle of April, the weather was mostly warm and fair. The second half of April was characterized by heavy snowfalls followed by a rapid snowmelting at the beginning of May at middle altitudes. These conditions were perfect to test the model because all snow types appeared, even depth hoar which is not frequent at this altitude. Figure 3 describes the meteorological conditions encountered during the season.

Simulation results

The initial profiles of the snowpack were determined from a pit of 17 December. The model was run until 8 May without any re-initialization.

Figure 4 compares the simulated snow depth to that measured automatically with an ultrasonic sensor and that measured once a week from a pit. The shapes of the two continuous curves are very similar, showing that snow settlement, accumulation and melting rate are satisfactorily simulated. However, we should remark on a gap

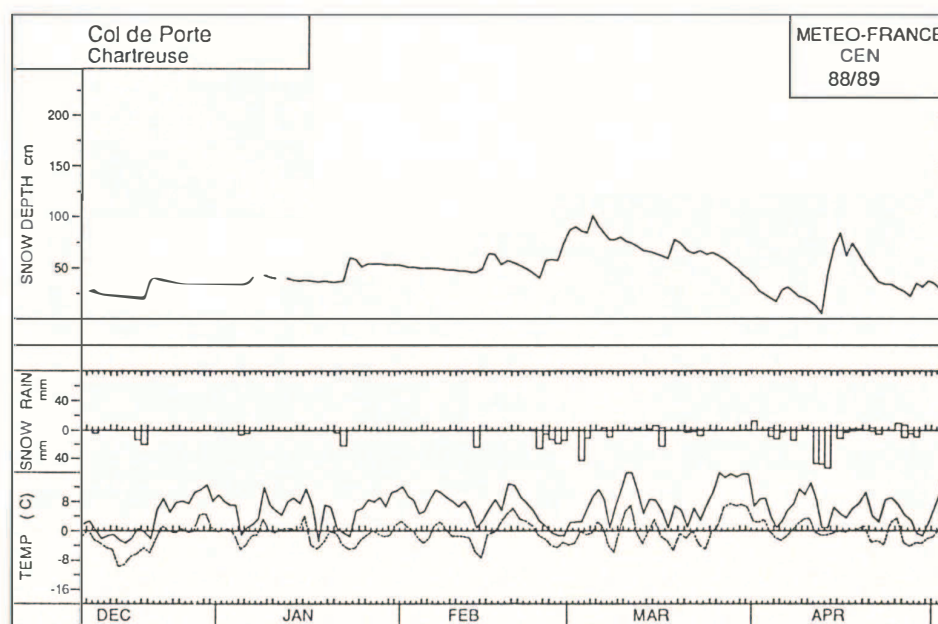


Fig. 3. Maximum and minimum daily temperature, snow and rain precipitation, and snow depth observed during the winter 1988–89 at Col de Porte.

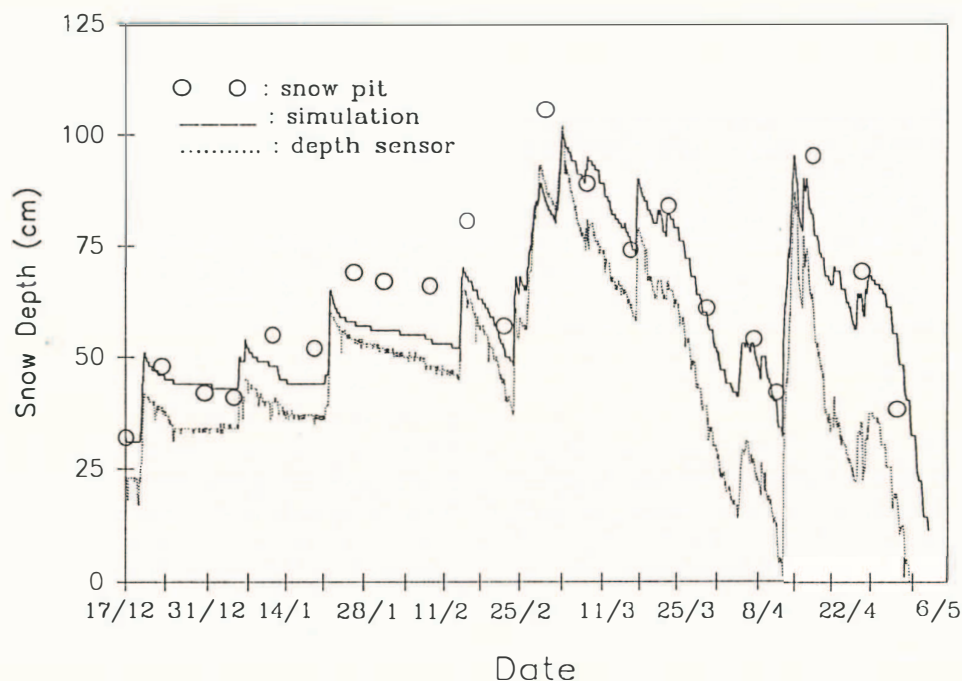


Fig. 4. Comparison between observed and simulated snow depth. ... , snow depth measured automatically with an ultrasonic sensor; o, snow depth deduced from the pit observations; —, simulated snow depth.

between snow depths increasing with time: at the initialization (17 December 1988), a difference was measured between the pit and snow depth measured with the ultrasonic sensor. During the simulation, this difference remained almost constant during the first 2 months and then it increased slightly with time until the end of the experiment. It derives probably from the difference in location between the short-wave radiometer

and the ultrasonic sensor, which are more exposed to the Sun's radiation during spring, because of tall trees located southwards. This hypothesis is confirmed by the fact that the simulated snow depth is always very similar to the snow depth deduced from the pit observations we made once a week. Snow-depth comparison points out the improvement of the model due to the introduction of the metamorphism laws: in the middle of January, the model

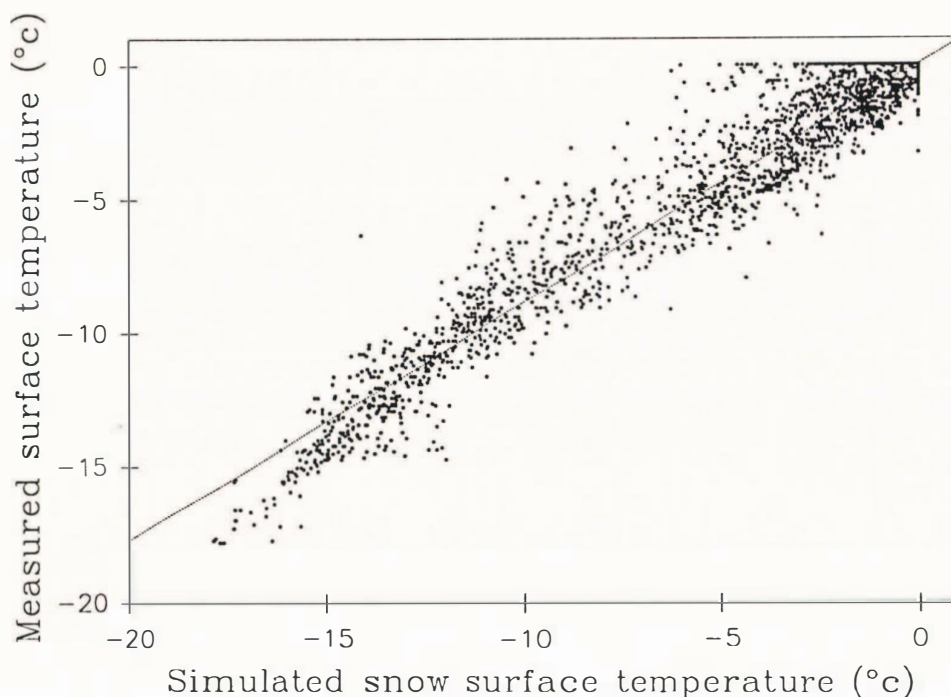


Fig. 5. Comparison between the simulated and the measured snow-surface temperature from 9 January to 6 May.

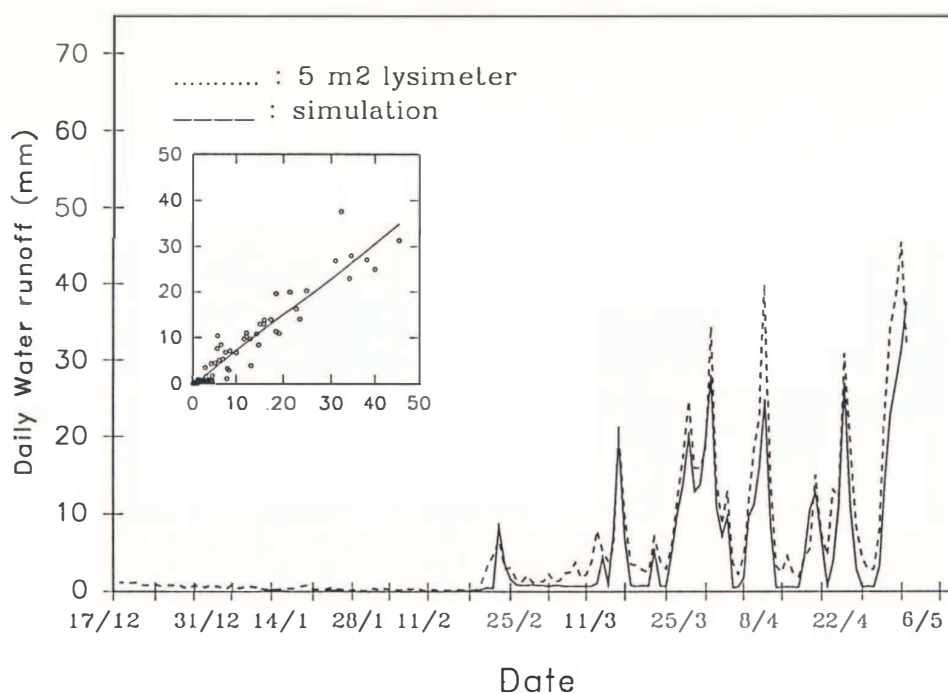


Fig. 6. Compared evolution of the simulated (—) and the measured (...) bottom-water run-off.

transformed the whole snowpack into depth hoar and so settlement was no more efficient, allowing the upper layers at a very low density, which induces a very low hardness and thus a potential instability if these layers were covered by heavy or windy snowfalls.

Energy balance was tested by comparing the measured and the simulated hourly snow-surface temperature in Figure 5. Snow-surface temperature was measured with an hemispheric pyradiometer. The correlation between the two series is equal to 0.97 over 2400 points from 9 January to 8 May. It proves how efficient the energy-balance calculation is and particularly the albedo prediction from snow grain-size, type and age.

Figure 6 compares measured and simulated daily bottom water run-off. Measurements were made using a 5 m² lysimeter protected from lateral water flow by a 50 cm high crown. Once more, the model proved itself efficient in calculating the energy balance and water transmission, even during the melting period when the albedo is at a maximum. It must be noted that a traditional index method to calculate bottom-water run-off would have diagnosed a significant water run-off during January because of a very high temperature (up to 10°C). The model allowed a cold snowpack, as observed in the field, calculating that radiative transfers and latent-heat transfers balanced completely sensible-heat transfers, because of the very low air humidity (lower than 30%).

Figure 7 compares the measured and the simulated snow profiles. Snow grains were characterized in the field by taking sub-samples out of each layer which were observed later under the microscope, as described in a previous section. Comparison between simulated and observed temperature and liquid-water-content profiles is not easy since they cannot be described by unidimensional parameters. The main features of snow cover (dry

snowpack, internal wetting, refreezing) are correctly simulated throughout the whole winter. We note particularly that the model has perfectly simulated a cold snowpack up to the middle of February, despite very high prevailing air temperatures.

In the same way, the comparison between the main characteristics of the observed and simulated stratigraphical profiles shows very slight differences. To quantify the effects

the expert system MEPRA (Giraud, in press). This model analyses the stability of snowpacks observed in the field or simulated by Crocus. MEPRA first classifies the stratigraphical profile within different classes. Then, it derives the shear-stress profile, assuming a slope of 45°, and compares it to the shear strength of each layer deduced from its snow type and its density (Coleou, 1990). Stability is then determined on a three-level danger scale. MEPRA was run on the 18 profiles observed at Col de Porte during the winter 1988–89 and on the corresponding profiles simulated by Crocus. Agreement on the danger level was obtained for 17 of these profiles, showing that, from the stability point of view, Crocus simulated a snowpack similar to the one observed.

As all types of grains were encountered during this season, it confirmed that the laws of metamorphism deduced from cold-laboratory experiments were suitable for introduction to the model. The simulation has shown well the formation of depth hoar until the middle of February, despite very high air temperatures. This is an example of the potential utility of such a model to describe snow cover in locations where pit observations are not available but where meteorological data could be measured or analysed.

Figure 8 shows the evolution of the simulated stratigraphy throughout the season. Colours correspond

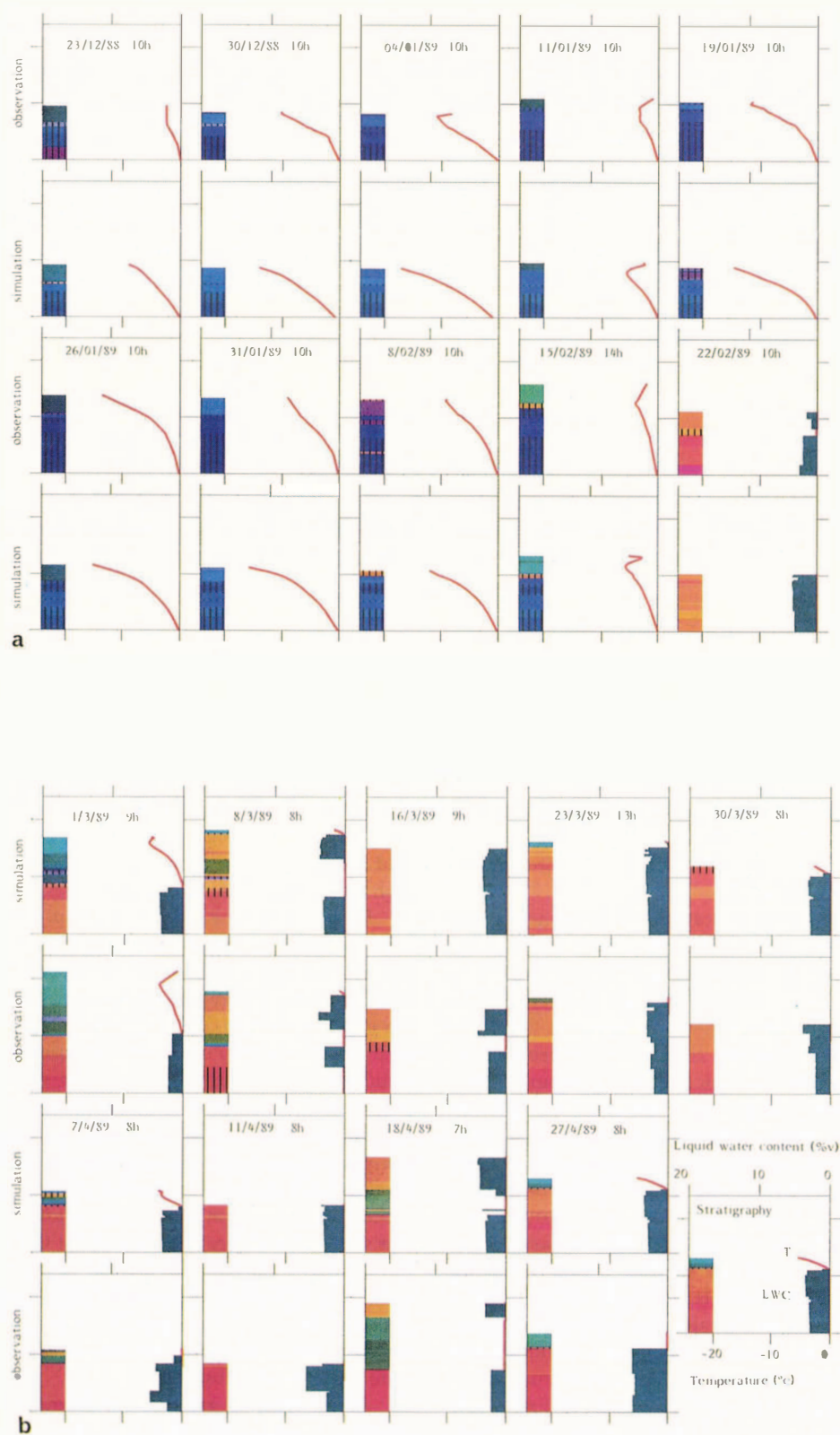


Fig. 7. Comparison between simulated and observed profiles and stratigraphy. Grain types are described by a colour coding. The correlation between these colours and the formalism used to describe snow is shown in Figure 8. Black vertical hachures show crusts.

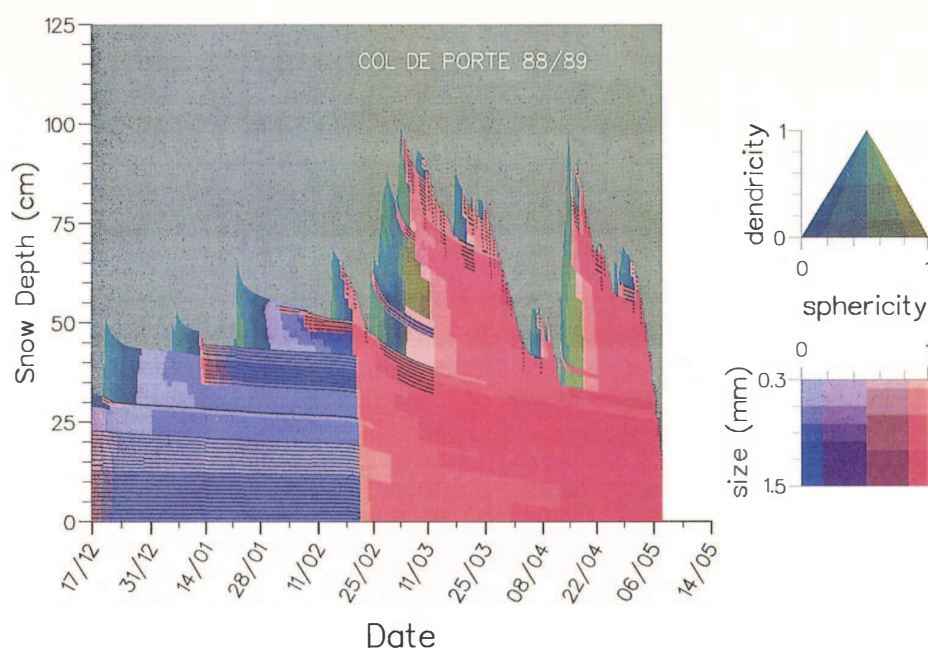


Fig. 8. Continuous evolution of stratigraphy as simulated by the model throughout the whole winter season. Crusts are described by black horizontal hachures.

to the description of grains using the formalism introduced to quantify the metamorphism laws. In this figure, crusts are described by black horizontal hachures. These crusts are defined as layers that were previously wet (more than 0.5% per volume) and that are now frozen (temperature below $0.1^{\circ}\text{Cm}^{-1}$). The formation of one of these crusts can be observed on 14 January at the snow-cover surface and on 1 March at a depth of 30 cm when the surface layer previously wetted on 23 February froze. The rapid transition from depth hoar and faceted crystals to rounded grains on 20 February is obvious. It was due to a complete wetting of the snowpack induced by a warm and half-overcast weather without rain. The wetting of the ground simulated by the model was confirmed in the field by the first important water run-off measured by the lysimeter (Fig. 6). It should also be noted how depth-hoar layers became settled after their metamorphism into wet-grain snow layers during this wetting period.

Despite good global agreement between the observations and the simulations, some defects in the model have not been resolved even today, especially concerning water transmission. Rain on fresh-snow events are characterized by a transmission of water in channels, which insulates the snow-cover surface (Kattelman, 1990). A unidimensional model like Crocus cannot simulate accurately these events which have two-dimensional characteristics. Theoretical work on this phenomenon (Morris and Kelly, 1990) has recently been conducted but it cannot easily be introduced into a complete simulation model.

Ice-lens formation is also poorly described by Crocus, which can only simulate crust formation without deriving how impermeable they are.

Possible erosion of the snowpack by wind cannot easily be taken into account and, until now, wind-pumping effects (Colbeck, 1989a) have not been introduced into the model Crocus.

CONCLUSION

Introduction of metamorphism laws into the numerical model Crocus has improved significantly its efficiency. Stratigraphy simulation allows a much better description of snow albedo and also of snow-atmosphere heat exchanges. Furthermore, settlement of each layer of the snowpack has appeared to be more accurate using a settlement-law function of snow type.

Since the winter season 1989–90, the model Crocus has been used by the operational French avalanche-forecasting services. The forecasters have a software of the model. To let it run, they have first to build up the meteorological parameters file necessary for the model, which needs time and thus limits the number of possible simulation locations, though the main interest of the model would be to simulate the snow cover at numerous locations under different conditions. To improve this, we are now working on an automatic weather-analysis system which is able to determine everywhere in the French Alps the prevailing weather conditions at an hourly time-step. The system will use meteorological model outputs, the snow-weather avalanche network, numerous automatic weather stations, the radar network and also the meteorological satellite data. It will be allowed to run automatically the model Crocus in quasi-real time over different locations in the French Alps numerous enough to describe the snow cover in its whole diversity.

REFERENCES

- Akitaya, E. 1974. Studies on depth hoar. *Contrib. Inst. Low Temp. Sci., Ser. A* 26.
- Brun, E. 1989. Investigation on wet-snow metamorphism

- in respect of liquid-water content. *Ann. Glaciol.*, **13**, 22–26.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coleou. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **35**(121), 333–342.
- Christon, M., P. Burns, E. Thompson and R. Sommerfeld. 1987. Water vapor transport in snow. A 2-D simulation of temperature gradient metamorphism. In Jones, H. G. and W. J. Orville-Thomas, eds. *Seasonal snowcovers: physics, chemistry, hydrology*. Dordrecht, etc., D. Reidel Publishing Co., 37–62. (NATO ASI Series C, **211**.)
- Colbeck, S. C. 1973. Theory of metamorphism of wet snow. *CRREL Res. Rep.* 313.
- Colbeck, S. C. 1980. Thermodynamics of snow metamorphism due to variations in curvature. *J. Glaciol.*, **26**(94), 291–301.
- Colbeck, S. C. 1983. Theory of metamorphism of dry snow. *J. Geophys. Res.*, **88**(C9), 5475–5482.
- Colbeck, S. C. 1989a. Air movement in snow due to wind-pumping. *J. Glaciol.*, **35**(120), 209–213.
- Colbeck, S. C. 1989b. Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration. *J. Glaciol.*, **35**(119), 23–29.
- Colbeck, S. C. and 7 others. 1990. *The international classification for seasonal snow on the ground*. Wallingford, Oxfordshire, International Association of Hydrological Sciences. International Commission on Snow and Ice.
- Coleou, C. 1990. Mesure dans le manteau neigeux. *Neige et Avalanches* 52, 16–18.
- Giddings, J. C. and E. LaChapelle. 1962. The formation rate of depth hoar. *J. Geophys. Res.*, **67**(6), 2377–2383.
- Giraud, G. In press. Modèle expert d'aide à la prévision du risque d'avalanches. *Proceedings of Symposium ANENA CISA IKAR Chamonix, June 1991*.
- Gubler, H. and H.-P. Bader. 1989. A model of initial failure in slab-avalanche release. *Ann. Glaciol.*, **13**, 90–95.
- Kattelmann, R. 1990. Liquid water at the snowpack surface. [Abstract.] *Eos*, **71**(43), 1328.
- Marbouty, D. 1980. An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *J. Glaciol.*, **26**(94), 303–312.
- Morris, E. M. and R. J. Kelly. 1990. A theoretical determination of the characteristic equation of snow in the pendular regime. *J. Glaciol.*, **36**(123), 179–187.
- Pahaut, E. and D. Marbouty. 1981. Les cristaux de neige. II. Evolution. *Neige et Avalanches* 25, 3–42.
- Sergent, C., P. Chevrard, J. Lafeuille and D. Marbouty. 1987. Caractérisation optique de différents types de neige. Extinction de la lumière dans la neige. *J. Phys. (Paris)*, **48**, Colloq C1, 361–367. (Supplément au 3.)
- Warren, S. G. 1982. Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**(1), 67–89.

The accuracy of references in the text and in this list is the responsibility of the authors, to whom queries should be addressed.

MS received 11 March 1991 and in revised form 29 July 1991

Chapitre 4

Quelques applications du modèle de neige Crocus

Résumé

Ce chapitre présente de façon synthétique trois applications du modèle de neige Crocus, dont le développement et les caractéristiques ont été présentées en détail dans les chapitres précédents du mémoire. Chacune d'entre-elles présente un caractère original et réellement innovant pour l'époque.

La première application a été le développement, puis la mise en œuvre dans un contexte opérationnel, d'un système de suivi et de prévision en temps réel de l'état du manteau neigeux dans les Alpes françaises, comme outil d'aide à la prévision du risque d'avalanches. Cette application, nommée Safran/Crocus, avait été la principale motivation pour le développement d'un modèle de neige capable de simuler la stratification du manteau neigeux avec un réalisme suffisant. Son aboutissement, puis son extension ultérieure à l'estimation de la stabilité du manteau neigeux par le système expert MEPRA, constituent encore aujourd'hui une étape marquante dans le développement des techniques qui ont permis de faire progresser cette prévision difficile. En effet, la simulation numérique des interactions neige/atmosphère et des processus internes au manteau neigeux a permis de faire reposer ce travail d'expertise sur une base beaucoup plus physique que par le passé.

La deuxième application du modèle Crocus a porté sur l'étude de la sensibilité du manteau neigeux à des modifications de certains paramètres météorologiques, dans le cadre de l'intérêt croissant que manifestait une partie de la communauté scientifique vis-à-vis du changement climatique. Là encore, la modélisation numérique a permis d'aborder cette problématique sur une base physique, donnant une forte crédibilité aux résultats obtenus, d'abord au Col de Porte puis sur les Alpes françaises. Ces résultats ont mis en évidence l'extrême sensibilité de la climatologie nivale de moyenne montagne à une augmentation même minime de la température.

La troisième application fut l'utilisation de la modélisation numérique détaillée du manteau neigeux pour le développement et l'évaluation d'un modèle hydrologique distribué sur un bassin versant des Alpes françaises. Basée sur le couplage entre un modèle hydrologique conceptuel et le système Safran/Crocus, cette étude a permis de s'affranchir de la méthode alors classique des degrés-jours, qui nécessitait une calibration sur une période d'apprentissage de la fonction calculant la fonte du manteau neigeux sur le bassin, en fonction de la température mesurée en un point du bassin ou à son voisinage. Cette étude a été avant tout une étape essentielle dans l'évaluation des performances de Safran/Crocus en terme de modélisation de la dynamique du stock de neige à l'échelle d'un bassin versant alpin.

Le présent chapitre aborde successivement ces 3 applications qui sont décrites dans la publication de Brun *et al.* (1994) reproduite en fin de chapitre. Ma contribution personnelle à chacune de ces 3 études est précisée dans chacune des parties correspondantes.

4.1 Application du modèle de neige à la prévision opérationnelle du risque d’avalanches : le système Safran/Crocus

Le chapitre 1 a présenté les bases sur lesquelles repose la prévision opérationnelle du risque d’avalanches : un de ses fondements est la surveillance, tout au long d’une saison hivernale, de l’état du manteau neigeux dans une région considérée. Évidemment, cet état varie en fonction de l’altitude et de l’exposition des pentes. Mais même dans une région assez homogène du point de vue climatique, telle qu’un massif montagneux de quelques centaines de km², le manteau neigeux, à altitude et exposition données, présente une variabilité spatiale importante en lien avec la morphologie du terrain et avec les conditions météorologiques très locales, notamment le vent qui est très sensible à la micro-topographie. Cette variabilité de petite échelle ne masque pas l’intérêt pour les prévisionnistes du risque d’avalanches de s’appuyer sur un suivi de l’état général du manteau neigeux, pour un massif, une altitude et une exposition donnés. Leur expertise permet ensuite de prendre en compte les incertitudes associées à la variabilité d’échelle très locale supplémentaire.

Mais évaluer tout au long de la saison l’état général du manteau neigeux était déjà un considérable challenge, surtout lorsque les prévisionnistes ne disposaient dans les années 1980 que de quelques dizaines de sondages et profils stratigraphiques hebdomadaires, la plupart observés dans la tranche d’altitude 1700-2300m et majoritairement en versants nord ou plutôt ombragés. Pouvoir simuler, pour les différents massifs et principales altitudes et expositions, un état général réaliste du manteau neigeux devenait un objectif désormais envisageable grâce à la disponibilité d’un modèle numérique détaillé tel que Crocus. Mais plusieurs obstacles devaient encore être franchis, sans trouver dans la littérature de l’époque de pistes pour les résoudre. Les deux principaux obstacles étaient les suivants :

- dans quelle mesure les performances du modèle Crocus, évaluées sur le site du Col de Porte (Brun *et al.*, 1992), étaient-elles dépendantes du site et généralisables à d’autres sites alpins d’altitude et d’exposition différentes ?
- comment estimer en temps réel les conditions météorologiques de forçage nécessaires au modèle Crocus pour les différents massifs, altitudes et expositions souhaités, dans le contexte opérationnel de l’époque qui était caractérisé par un réseau d’observations nivométéorologiques dense, mais limité à la période d’ouverture des stations de ski, et par la disponibilité de modèles de prévision météorologiques opérationnels très peu performants en terme de précipitations, de nébulosité et donc de rayonnement ?

Pour ce qui concerne la première question, relative à la transportabilité du modèle de neige vers d’autres sites alpins, il faut noter que celui-ci bénéficie du fait que la prise en compte des principaux processus est largement basée sur la physique. Même si les formulations retenues pour décrire certains processus souffraient (et souffrent encore !) d’incertitudes, nombre d’entre elles reposent sur des travaux qui n’ont aucune spécificité vis-à-vis du site du Col de Porte. C’est le cas pour les processus critiques que sont la conduction thermique, les métamorphoses, le taux de tassement et les processus de changement de phase et de percolation d’eau liquide, dont les formulations ont été établies par la communauté scientifique sous des conditions variées contrôlées en laboratoire ou bien sur des sites expérimentaux autres que le Col de Porte (voir §1.C). Les formulations correspondantes font certes intervenir de nombreux paramètres, engendrant des degrés de liberté supplémentaires et pouvant faire l’objet de réglages, mais elles ne

nécessitent pas a priori de calibration spécifique à un site particulier. Par contre trois processus décrits dans Crocus présentent une composante spécifique au site :

- **le flux thermique à l'interface sol/neige** : celui-ci a été calibré à partir des mesures d'écoulement d'eau à la base du manteau neigeux au Col de Porte, dans des conditions appropriées. Ce flux dépend en réalité de la quantité de chaleur stockée dans les premiers mètres de sol en début d'enneigement, qui est libérée progressivement tout au long d'hiver en s'atténuant au fur et à mesure que le sol superficiel se refroidit. Ce flux dépend donc des conditions climatologiques générales du site, qui contrôlent les températures du sol profond, des conditions météorologiques qui ont régné durant la période précédant le début d'enneigement, qui contrôlent la température du sol superficiel, et de la nature du sol qui contrôle ses propriétés thermiques et hydrologiques et notamment sa conductivité et sa capacité thermique. Le flux dépend évidemment aussi de la température de la neige à l'interface sol/neige. Au Col de Porte, celle-ci est le plus souvent voisine de 0°C, mais à plus haute altitude, dans des versants ombragés ou en cas de faible enneigement, cette température peut être plusieurs degrés sous le point de fusion. Seul un couplage entre un modèle de sol et le modèle de neige permet de simuler de façon propre le flux à l'interface sol/neige. A l'époque, un tel couplage n'avait pas été encore développé et une paramétrisation simple a dû être développée, sur une base empirique, pour faire varier le flux thermique sol/neige en fonction de l'altitude, via la décroissance de la température moyenne annuelle.
- **albédo dans le visible et l'UV** (bande $[0.3\mu\text{m}-0.8\mu\text{m}]$) : dans Crocus, celui-ci varie en fonction des types de grains simulés et de l'âge de la couche superficielle de neige. Ce dernier terme est celui qui contrôle le plus la diminution de la réflectance de la neige dans cette bande. La diminution de la réflectance dans le visible et l'UV avec l'âge de la couche de surface représente l'augmentation de la concentration en impuretés dans cette couche auxquelles la réflectance est la plus sensible. Dans les Alpes, il s'agit essentiellement du carbone-suie, des poussières et de débris végétaux mais le développement d'algues sur des manteaux neigeux d'altitude en fin de saison contribue également à faire diminuer la réflectance dans le visible. Un taux de vieillissement a été calibré pour le site du Col de Porte. Sa représentativité est limitée, mais même aujourd'hui il n'existe pas de méthodes solides pour baser sur la physique un tel taux de vieillissement, d'autant que les modèles atmosphériques commencent à peine à simuler de façon réaliste le dépôt sec et humide d'impuretés. Une paramétrisation simple a été introduite pour faire diminuer linéairement ce taux avec l'altitude, selon l'argument assez simpliste que les zones d'altitude dans les Alpes sont en général plus éloignées des sources de pollution locale, des zones de végétation et des zones de sol déneigé.
- **la vitesse de frottement** : celle-ci intervient dans le calcul des flux de chaleur sensible et de chaleur latente à travers les coefficients d'échanges turbulents (voir section 1.3). Ceux-ci dépendent de la rugosité de la surface de neige, difficilement modélisable à l'échelle locale, mais également de la rugosité des surfaces environnantes et de la micro-topographie locale, qui modulent sensiblement la turbulence dans les basses couches de l'atmosphère. Le site du Col de Porte étant situé dans une clairière entourée de forêts, la vitesse de frottement pour une vitesse de vent donnée est a priori supérieure à celle sur un site plat et dégagé pour un même vitesse de vent. Cette dépendance est très locale et aucune paramétrisation simpliste des coefficients d'échange ne peut se justifier pour les faire varier avec l'altitude.

Les 2 paramétrisations simples évoquées ci-dessus ont été introduites dans les applications Safran/Crocus distribuées décrites dans ce chapitre. Nous verrons ci-après (cf. section 4.2 et section 4.3) que l'évaluation qui a été faite du système n'a pas décelé de biais systématiques qui auraient nécessité d'en réajuster les coefficients. A la lumière des progrès récents dans le do-

maine du couplage entre modèles de sol et modèles de neige (Boone & Etchevers, 2001) et dans le domaine de la simulation des aérosols dans les modèles météorologiques et climatiques, les paramétrisations introduites dans Crocus pour tenir compte de l'effet d'altitude sur certains processus pourraient être considérablement améliorées.

Pour répondre à la deuxième question, qui porte sur l'existence de méthodes pour estimer avec une précision suffisante les paramètres météorologiques de forçage du modèle de neige en des sites représentatifs d'altitude et d'exposition où nous ne disposions pas d'observations, nous nous sommes orientés vers le développement d'un système d'analyse météorologique spécifiquement dédié à cet objectif. Il s'agit du système SAFRAN (Durand *et al.*, 1993). Le développement de ce système d'analyse a été essentiellement réalisé par Yves Durand, mais j'ai mené une étude préalable de faisabilité, décrite ci-après, puis j'ai défini les spécifications générales du système d'analyses SAFRAN.

L'étude préalable avait consisté à simuler le manteau neigeux pendant une saison hivernale, à différentes altitudes par pas de 100m, sur la région de la Vanoise, en utilisant comme seules sources d'information, d'une part les précipitations quotidiennes de la station météorologique de Bourg St-Maurice et d'autre part le radio-sondage de Lyon-Satolas effectué 2 fois par jour. Le radio-sondage était interpolé linéairement au pas horaire, puis les profils d'humidité et de température étaient utilisés en entrée du modèle de rayonnement du modèle météorologique Emeraude utilisé alors à Météo-France. Celui-ci en diagnostiquait la nébulosité, par la méthode des humidités critiques, puis calculait les rayonnements de courte et grande longueur d'onde. Le radio-sondage permettait également d'estimer, pour chacune des altitudes considérées, la température de l'air, l'humidité et la force du vent dans la troposphère libre. Les précipitations quotidiennes observées à Bourg-St-Maurice ont été réparties uniformément au pas horaire et un gradient altitudinal climatologique uniforme a été appliqué pour les altitudes supérieures à la station. Enfin la limite pluie-neige a été diagnostiquée à partir du seuil $+1^{\circ}\text{C}$. Ces méthodes ont permis d'estimer par pas de 100m d'altitude une série continue sur un an de données de forçages météorologiques nécessaires en entrée du modèle de neige crocus. Les simulations correspondantes du manteau neigeux ont été effectuées et des comparaisons sommaires ont été faites avec les observations d'enneigement disponibles dans ce massif sur une large gamme d'altitude. Compte-tenu des nombreuses limites inhérentes aux simplifications des méthodes développées (paramètres mesurés en atmosphère libre, interpolations temporelles linéaires, 1 seul point de mesures de précipitation et à basse altitude), il ne s'agissait pas de faire des comparaisons détaillées et rigoureuses. Néanmoins, les enneigements simulés étaient encourageants, tant pour les valeurs d'enneigement maximal que pour les dates de début et de fin d'enneigement.

Cette étude originale, non publiée, a eu le mérite de montrer qu'il y avait un potentiel important pour estimer, à partir d'informations météorologiques distantes, les paramètres météorologiques locaux nécessaires à un modèle de neige détaillé et qui soient suffisamment réalistes. C'est aujourd'hui une évidence mais cela n'avait pas encore été démontré à l'époque. Fort de cette étude de faisabilité, j'ai demandé à Yves Durand, arrivé entre-temps au CEN, d'utiliser ses compétences en analyse des conditions initiales des modèles de prévision météorologique pour développer un système d'analyse des paramètres de surface par massif, altitude et exposition, nécessaires pour l'alimentation du modèle Crocus. Yves Durand a ainsi développé le système d'analyse SAFRAN en adaptant le système d'analyse de la surface du modèle météorologique régional PERIDOT, utilisé alors à Météo-France. Le recours à un modèle radiatif détaillé pour reconstituer les flux radiatifs incidents à différentes altitudes, à partir des caractéristiques de la masse d'air en atmosphère libre, a été conservé dans la version originale de Safran. Des fonctionnalités originales ont été développées pour l'analyse des précipitations avec la prise en compte

d'un gradient altitudinal de précipitation fonction du type de temps, inspirées de la méthode AUREHLY (Bénichou et Le Breton, 1987).

Après une première évaluation de ses performances, le système a été mis en œuvre opérationnellement pour la première fois durant les Jeux Olympiques d'Albertville. Chaque jour, le système SAFRAN/Crocus collectait les observations nivo-météorologiques disponibles jusqu'au réseau de 6 HTU le matin du même jour ainsi que les analyses météorologiques opérationnelles jusqu'au jour à 0 HTU, prolongées par la prévision météorologique 6 HTU du jour. Les conditions de forçage étaient alors analysées sur la période couvrant de 6 HTU la veille jusqu'à 6 HTU ce jour. Le modèle Crocus pouvait alors être activé, prolongeant de 24h l'état du manteau neigeux calculé la veille par le système. Vers 12h locales, les prévisionnistes du centre de prévision mis en place dans les locaux du COJO (Comité d'Organisation des Jeux Olympiques), pouvaient visualiser à l'aide d'un système graphique spécifique, l'état du manteau neigeux calculé pour les différents massifs de la Savoie, par exposition et par tranche d'altitudes.

La publication de Durand *et al.* (1993) décrit en détail les caractéristiques de SAFRAN ainsi que ses performances. La publication de Brun *et al.* (1994), reproduite en fin de chapitre, décrit les principales caractéristiques du système SAFRAN/Crocus ainsi que son utilisation pour la prévision du risque d'avalanches.

Le système SAFRAN a constitué à l'époque une avancée tout-à-fait importante, avec sa capacité de mêler des informations météorologiques provenant à la fois des systèmes de Prévision Numérique du temps et des observations locales, tout en distinguant différents niveaux d'altitude pour une même zone.

Malgré certaines limites conceptuelles évidentes, alors incontournables, ce système d'analyse est encore largement utilisé aujourd'hui, non seulement pour la prévision du risque d'avalanches en France et en Espagne, mais également pour de nombreuses études et applications en hydrologie, en climatologie, pour l'étude des glaciers ou même pour la prévision de l'état des chaussées routières (Martin *et al.*, 1994 ; Quintina-Segui *et al.*, 2008 ; Bouilloud & Martin, 2006 ; Gerbaux *et al.*, 2006 ; Boé *et al.*, 2006). Enfin, Yves Durand a prolongé la fonction d'analyse des conditions météorologiques de la veille par la projection des prévisions météorologiques opérationnelles sur les points de simulation du manteau neigeux (massifs, altitudes, exposition des Alpes françaises et des Pyrénées). Le prévisionniste accédait alors à l'état prévu du manteau neigeux, non seulement à partir des conditions météo qui ont régné depuis le début de l'hiver, mais aussi en fonction des conditions météorologiques prévues pour les 48 prochaines heures. Gérard Giraud a couplé au système Safran/Crocus le système expert MEPRA qui analyse chacun des profils du manteau neigeux simulés en terme de stabilité vis-à-vis du risque d'avalanches. Ainsi s'est construit le système SAFRAN/Crocus/MEPRA qui fut le premier système d'aide à la prévision d'avalanches basé sur la simulation numérique de l'état du manteau neigeux (Durand *et al.*, 1999).

4.2 Application du modèle Crocus à l'étude de l'impact du changement climatique sur la climatologie nivale

Le développement du modèle de neige Crocus s'est essentiellement fait à la fin des années 1980, époque où la problématique du changement climatique commençait à intéresser une communauté scientifique de plus en plus large, notamment grâce aux relations étroites entre le CO2 atmosphérique et la température de l'air que l'analyse des carottes de glace venait de dévoiler (Lorius *et al.*, 1990). A la fin des années 80 et début des années 90, le contexte était marqué par une succession de quelques hivers particulièrement peu enneigés en moyenne montagne dans les Alpes du Nord ainsi que par la publication du premier rapport du GIEC. Rapidement, les

premières interrogations se posèrent sur l'impact que pourrait avoir un possible changement climatique sur l'enneigement.

Même si la fonte du manteau neigeux à l'échelle d'un bassin versant peut être estimée de façon raisonnable à partir de méthodes basées sur les degrés-jours, donc à partir de la seule température de l'air (World Meteorological Organisation, 1986), il paraissait peu convaincant d'utiliser cette méthode pour évaluer la sensibilité du manteau neigeux à l'évolution possible du climat. En effet, le chapitre 1 a montré que le bilan énergétique et massique du manteau neigeux faisait intervenir de nombreux processus et que l'un des termes les plus importants de ce bilan, à savoir le flux radiatif solaire absorbé, ne faisait pas intervenir la température de l'air. D'autre part, l'estimation de la fonte par la méthode des degrés-jours nécessite de calibrer la fonction qui lie la fonte aux degrés-jours sur une période d'apprentissage couvrant plusieurs années. Compte-tenu de cette calibration, il n'y a aucune raison que cette fonction reste valide en cas de changement climatique. C'est pourquoi j'ai décidé de mener une étude préliminaire en utilisant le modèle Crocus, dont on peut faire varier individuellement les paramètres météorologiques de forçage, et qui calcule les échanges de masse et d'énergie entre la neige et l'atmosphère en se basant sur la physique.

A ce stade, il ne s'agissait pas de déterminer l'impact d'un scénario de changement climatique sur la climatologie nivale des Alpes, mais seulement d'évaluer la sensibilité du manteau neigeux à une variation de certains de ses paramètres d'entrée. Au début des années 90, les modèles de climat avaient des résolutions très faibles (plusieurs centaines de km à nos latitudes), ne permettant qu'une description très grossière de massifs montagneux tels que les Alpes. De plus, les paramétrisations physiques présentaient de nombreuses faiblesses, notamment pour ce qui concerne la nébulosité et les précipitations. Ces deux variables importantes présentaient des biais très importants et une variabilité spatio-temporelle peu réaliste. Aussi, il n'aurait pas été pertinent d'extraire d'une simulation climatique une série ponctuelle de données de forçage pour alimenter le modèle Crocus et simuler l'enneigement actuel ou futur. En effet, compte-tenu des défauts des modèles climatiques de l'époque, de telles simulations n'auraient pas eu la moindre chance de reproduire un enneigement qui ait un réalisme suffisant pour donner le crédit nécessaire à une telle approche.

La méthode retenue s'est ainsi limitée à simuler l'état du manteau neigeux sur le site du Col de Porte durant la saison hivernale 1988-1989, en utilisant les conditions météorologiques de forçage observées, puis d'effectuer plusieurs simulations en perturbant certains des paramètres de forçage, et ce de façon cohérente avec leur variation possible dans le cadre du changement climatique. Ces perturbations se limitaient à appliquer tout au long de la saison hivernale une variation uniforme de ces paramètres. L'année 1988-1989 avait déjà été utilisée pour l'évaluation détaillée du modèle Crocus et elle présentait une variabilité importante des conditions météorologiques tout au long de la saison.

En s'appuyant sur des discussions avec Michel Déqué, qui effectuait alors des simulations climatiques avec différents scénarios d'augmentation du gaz carbonique dans l'équipe climat du CNRM, trois scénarios ont été retenus, combinant une variation de température de l'air avec une variation cohérente du rayonnement de grande longueur d'onde descendant. Les scénarios retenus correspondaient respectivement à des augmentations de la température de l'air de 1.5, 3.0 et 4.5°C et du rayonnement de grande longueur d'onde de 2.5, 5.0 et 7.5 $W m^{-2}$. Ces valeurs apparaissaient à l'époque représenter une gamme possible de variation de ces deux paramètres pour l'Europe de l'Ouest en cas de doublement de la concentration en gaz carbonique. L'augmentation de température induisait de facto une transformation d'une partie des précipitations neigeuses en précipitations pluvieuses, dès que la température de l'air dépassait 1°C. Ce sont donc les processus suivants que cette étude préliminaire prenait en compte :

- augmentation du flux de chaleur sensible absorbé par le manteau neigeux, due à une augmentation de la température de l'air ;

- augmentation du flux de chaleur latente absorbé par le manteau neigeux, due à une augmentation de l'humidité spécifique en lien avec l'augmentation de température et selon l'hypothèse d'une non variation de l'humidité relative ;
- augmentation de l'absorption de rayonnement de grande longueur d'onde due à l'augmentation du rayonnement thermique émis par l'atmosphère, en lien avec l'augmentation de la température dans la troposphère et l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre ;
- élévation de la limite pluie-neige lors des épisodes précipitants, en lien avec l'augmentation de la température dans la troposphère.

La figure 4.1, adaptée de (Brun, 1991), illustre les résultats obtenus pour chacun des 3 scénarios pour ce qui concerne la hauteur de neige quotidienne.

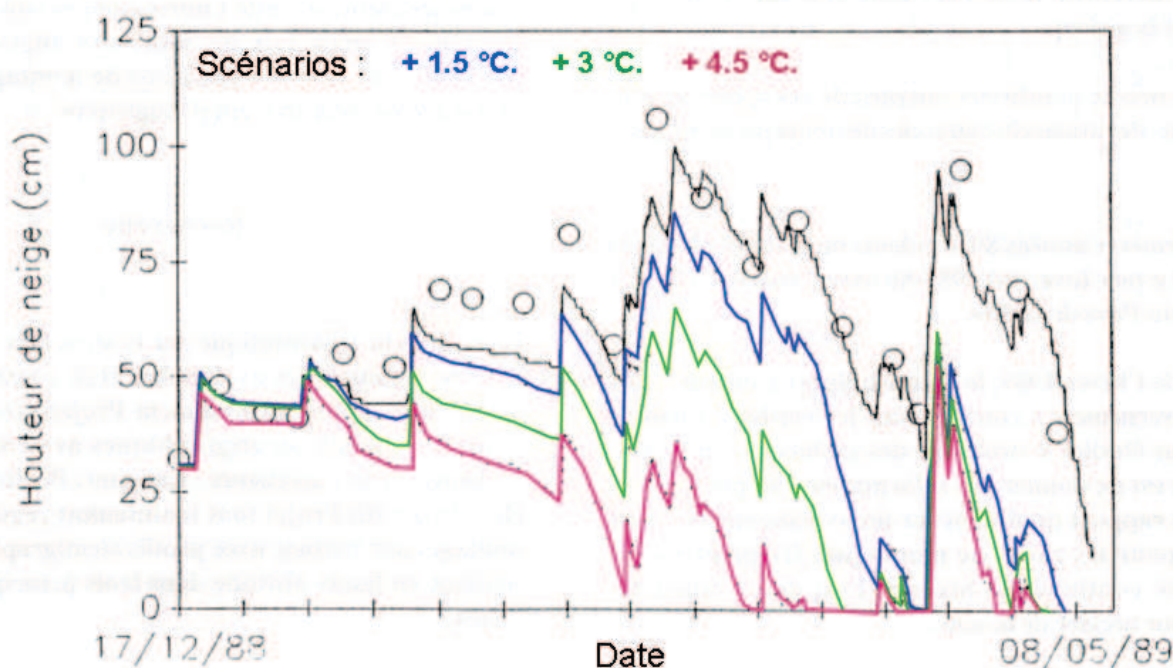


Fig. 4.1. Simulation de la hauteur de neige quotidienne au Col de Porte, à partir d'un jeu de paramètres de forçage observés (courbe continue noire) et de 3 jeux de forçages perturbés correspondant aux 3 scénarios retenus (courbes bleue, verte et rouge). Les cercles représentent les hauteurs de neige ponctuelles observées durant la saison hivernale 1988-1989 à la fréquence hebdomadaire.

Il faut noter qu'au moment où cette étude a été réalisée, le modèle Crocus ne permettait pas de démarrer une simulation sans neige au sol. Il fallait un profil de neige initial avec au minimum plusieurs cm de neige au sol. L'initialisation a donc été faite à partir du premier sondage réalisé sur le site, ce qui explique que la hauteur initiale de neige est identique et égale à 28 cm dans les trois scénarios. Ceci est un artefact qui ne nuit pas à la principale conclusion de cette étude, qui a été de montrer l'extrême sensibilité de l'enneigement sur ce site de moyenne montagne à une augmentation même modérée de la température de l'air. En effet, même avec 1.5°C d'augmentation, le premier déneigement se produit 1 mois plus tôt qu'avec le jeu de forçage observé. Sans l'artefact lié à l'initialisation, l'impact sur l'enneigement aurait encore été plus fort.

Cette étude préliminaire, reposant sur des hypothèses très simplifiées, a été prolongée dans le cadre de la thèse d'Éric Martin que j'ai encadrée au Centre d'Etudes de la Neige. Eric Martin a considérablement approfondi de nombreux aspects :

- extension de l'approche à une large gamme d'altitude (900m à 3000m) grâce à l'utilisation de jeux de forçage produits par le système d'analyse SAFRAN ;
- extension géographique à un ensemble de 23 massifs couvrant l'ensemble des Alpes françaises et pas seulement la Chartreuse ;
- utilisation de séries de forçages sur une période de 10 ans ;
- démarrage des simulations le 1er août de chaque année par un enneigement nul.

Le travail de thèse a comporté également une tâche d'évaluation approfondie du système Safran/Crocus, par la comparaison détaillée des simulations en climat présent aux observations quotidiennes de hauteur de neige disponibles pendant la période de 10 ans sur près d'une trentaine de sites, répartis dans différents massifs et à différentes altitudes. Ceci confortait les conclusions de cette étude, dont les plus importantes furent (Martin *et al.*, 1994) :

- identification et quantification de la très forte sensibilité de l'enneigement à un réchauffement de 1.8°C. en moyenne montagne, et ce jusqu'à des altitudes légèrement supérieures à 2000m ;
- l'augmentation de 1.8°C de la température de l'air et du rayonnement de grande longueur d'onde correspondant entraîne en moyenne une réduction de la période d'enneigement d'environ 1 mois à 1500m d'altitude, quelque soit le massif ;
- une augmentation des précipitations de 10% ne suffit pas à compenser la diminution de l'enneigement, même à 3000m d'altitude.

Ces résultats ont eu un impact fort dans la prise de conscience des conséquences du changement climatique pour l'environnement et l'économie des Alpes. Cette étude fait encore référence et a été étendue aux Pyrénées. Elle a permis aussi de réanalyser l'enneigement de ces quarante dernières années en simulant l'état du manteau neigeux par des jeux de forçage Safran exploitant les observations météorologiques existantes et les réanalyses du CEPMMT ERA-40.

La publication de Brun *et al.* (1994), reproduite en fin de chapitre, décrit plus en détail les méthodes utilisées pour étudier les impacts possibles du changement climatique sur l'enneigement dans les Alpes et en présente les principaux résultats.

4.3 Application du système Safran/Crocus pour la simulation du manteau neigeux dans un modèle hydrologique

Alimenté par le système d'analyse météorologique Safran, le modèle de neige Crocus offrait la possibilité de simuler l'évolution au cours du temps de l'état du manteau neigeux, à différentes altitudes et en différentes expositions d'un massif montagneux. La notion de massif, au sens du système Safran, décrit des zones homogènes climatologiquement de surface variant typiquement de 500 à 1000 km². De tels massifs incluent tout ou partie de bassins versants montagneux alimentant des rivières alpines déjà importantes. Pouvoir simuler dans de tels massifs l'état du manteau neigeux offrait des perspectives tout-à-fait nouvelles pour représenter sur une base plus physique que ne le faisaient les modèles hydrologiques de type degrés-jours, la composante nivale dans un modèle hydrologique. Dans ce but, j'ai initié la visite au Centre d'Etudes de la Neige d'un hydrologue de l'ETH Zürich, Ludwig Braun, auprès de qui j'ai travaillé pendant son séjour sur ce sujet. Ma contribution a plus particulièrement porté sur l'introduction d'une paramétrisation représentant la variabilité spatiale « sous-maille » décrite en détail ci-après.

L'étude menée avec Ludwig Braun a consisté à remplacer dans le modèle hydrologique ETH-HBV (Bergström, 1976) les fonctionnalités simulant l'état du manteau neigeux par le système

SAFRAN/Crocus, puis à en évaluer les performances. La version d'origine de ce modèle utilise une loi de distribution de la température et des précipitations selon l'altitude, qui permet de spatialiser les observations nécessaires au forçage du modèle, disponibles en général en un ou plusieurs points du bassin. La relation entre température, précipitation et équivalent en eau du manteau neigeux sur l'ensemble d'un bassin versant est établie selon des méthodes statistiques. Celles-ci incluent une phase de calibration qui repose en général sur plusieurs années d'observations simultanées des conditions météorologiques (température et précipitations) et du débit de la rivière (Braun et Renner, 1992). Après discussion avec Pierre Tourasse, hydrologue de la Division EDF-DTG de Grenoble, le choix du bassin versant s'est porté sur celui de la Romanche au niveau du barrage du Chambon. Ce bassin, de superficie 224 km², présentait l'avantage de disposer de mesures précises de débit mais de peu d'observations météorologiques. Le relief accidenté d'une partie de celui-ci, ainsi que la présence de glaciers sur 12.5 % de sa surface, complexifiaient les processus hydrologiques contrôlant les débits de la rivière et faisaient de cette étude un véritable challenge. La partie sud du bassin s'étend sur le massif « Oisans » de Safran tandis que sa partie nord s'étend sur le massif « Grandes Rousses ».

En utilisant un Modèle Numérique de Terrain de résolution 75m, le bassin versant a été découpé en environ une centaine de sous-domaines, de superficies différentes, classées selon la distribution en altitude et exposition de l'ensemble du bassin. Nous avons alors montré que le couplage de Safran/Crocus au modèle ETH/HBV permettait d'atteindre des performances voisines de celles de la version originale du modèle hydrologique, malgré l'absence de calibration sur la période d'apprentissage de la composante liée à l'accumulation et à la fonte de la neige (Braun *et al.*, 1994).

Cependant, l'analyse détaillée des débits quotidiens simulés montrait que, certaines années, le modèle surestimait fortement le pic printanier du débit de la rivière Romanche, et ce pendant une période de quelques jours à une semaine (Figure 8 de Braun *et al.*, 1994). La comparaison avec les hauteurs de neige quotidiennes observées, disponibles en quelques points du bassin, montrait pourtant clairement que Safran/Crocus simulait de façon réaliste le manteau neigeux pour les sous-domaines correspondants. La cause de la surestimation de certains pics printaniers venait en fait de l'hypothèse intrinsèque du système Safran/Crocus, selon laquelle chaque sous-domaine du bassin versant, d'altitude et d'exposition données, est représenté par un état unique du manteau neigeux. La surestimation du pic de fonte se manifestait lorsque la période de fonte intense se produisait alors que l'enneigement était encore important sur une large gamme d'altitudes et de versants. La simulation numérique du manteau neigeux calculait un écoulement basal important sur la plupart des sous-domaines du bassin, et ce pendant plusieurs jours consécutifs. Le phénomène s'atténuait dès que les manteaux neigeux représentatifs des basses altitudes ou des expositions sud avaient totalement fondu, stoppant alors totalement l'écoulement pour tous les sous-domaines correspondants du bassin versant.

Par construction, le système développé ne pouvait représenter la variabilité spatiale interne à chacun des sous-domaines, pourtant clairement mise en évidence dans la nature par l'émergence de zones déneigées, notamment rocheuses, et ce même lorsque l'enneigement est exceptionnellement fort. Au moment de la fonte, ces surfaces déneigées ne contribuent évidemment pas à la production d'eau liquide, contrairement à l'écoulement produit lors d'un épisode de pluie. La version originale de ETH/HBV ne souffrait pas de ce défaut car la calibration statistique sur la période d'apprentissage tient implicitement compte de la présence de surfaces déneigées.

Le problème a été en grande partie contourné en séparant chacun des sous-domaines en 5 sous-parties représentant respectivement 10 %, 20 %, 40 %, 20 % et 10 % de la superficie du sous-domaine, dans lesquelles chaque précipitation neigeuse est distribuée de façon systématique selon les rapports fixés arbitrairement à 0.25, 0.5, 1., 1.5 et 1.75. Dans la nature cela est censé représenter les processus générant de la variabilité spatiale, notamment la distribution par le

vent des précipitations neigeuses et de la neige récemment déposée qui se caractérise par la formation de zones d'érosion au profit de zones d'accumulation sous forme de congères.

La distribution ainsi introduite permet de conserver la quantité quotidienne de précipitation initialement analysée par Safran pour chacun des sous-domaines. Elle permet de simuler un déneigement très rapide en début de fonte des sous-parties recevant le moins de précipitation, et ce même à haute altitude où l'enneigement moyen est fort au moment de la fonte printanière. Ces sous-parties représentent les zones rocheuses ou les crêtes dénudées. De façon symétrique, les sous-parties recevant le plus de neige gardent un enneigement assez important alors que les autres sous-parties de même altitude et exposition ont déjà totalement fondu, maintenant ainsi pendant parfois plusieurs semaines des apports d'eau à la rivière. Cela est censé représenter les névés typiques des zones d'accumulation par le vent, telles que les combes, ou bien les zones de dépôt d'avalanches au pied des zones rocheuses ou de certains couloirs. 20 ans après cette étude, il est évident qu'il faudrait aujourd'hui recourir à des méthodes moins empiriques pour introduire la paramétrisation de cette variabilité, en s'appuyant sur les observations satellitaires de la dynamique du déneigement printanier, ou bien sur des mesures par balayage avec un laser terrestre. Ce dernier instrument permet de mesurer par beau temps avec une précision très forte (quelques cm) et une résolution spatiale très forte également (quelques mètres) la distribution de la hauteur de neige sur tout ou partie des versants en vue de l'instrument.

Avec l'introduction de la représentation de la variabilité spatiale « sous-maille » décrite ci-dessus, le système Safran/Crocus couplé à ETH/HBV a montré des performances supérieures à celle de la version originale de ETH/HBV, et ce malgré la suppression d'une partie de la calibration statistique (celle relative à la simulation distribuée de l'enneigement). La publication de Braun *et al.* (1994) en présente les résultats détaillés, ainsi qu'une étude complémentaire sur l'impact d'un scénario de changement climatique sur le régime hydrologique de cette rivière, dans l'esprit de l'application présentée précédemment dans ce chapitre (voir section 4.2).

L'étude menée avec Ludwig Braun a surtout permis d'évaluer la capacité du système Safran/Crocus à simuler de façon réaliste l'équivalent en eau totale du manteau neigeux d'un bassin versant couvrant une large gamme d'altitude et de versants, comme l'atteste le très faible biais sur l'écoulement total de la rivière (moins de 4 %).

La publication de Brun *et al.* (1994), reproduite ci-après présente également de façon synthétique cette application à l'hydrologie nivale, très originale pour l'époque.

Snow modelling as an efficient tool to simulate snow cover evolution at different spatial scales

ERIC BRUN, YVES DURAND & ERIC MARTIN

METEO-FRANCE/CNRM, Centre d'Etudes de la Neige, 1441 rue de la Piscine, F-38406 St Martin d'Hères, France

LUDWIG BRAUN

Swiss Federal Institute of Technology, Department of Geography ETH, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zürich, Switzerland

Abstract The present paper describes the validation and the fields of use of a sophisticated numerical snow model. The working scale of this model has been enlarged from a point to a regional scale. It has made necessary the development of a particular meteorological application to provide the snow model with relevant input data. Validation has been conducted using point snow depth data as well as daily discharge of an alpine river. The snow model has proved itself very well adapted to calculate the sensitivity of snow cover at various altitudes to a possible variation of different climatological variables.

INTRODUCTION

Snow cover is an important component of the Earth's climate system. It is obvious that prevailing meteorological conditions control the evolution of snow cover, while snow cover itself, on a large scale, influences the climate. This is due to its specific physical properties which differ significantly from the physical properties of the other elements at the Earth's surface, particularly albedo, thermal inertia and thermal conductivity. Snow cover can even be a potential source of positive feedback and so plays a major role in the alternation of glacial and interglacial periods.

Snow cover influences various fields: hydrology of high altitude or high latitude regions and also the economy, since winter tourism is more than just a marginal activity in mountainous regions of western countries. Therefore, there is a need to assess the possible impact of a global climate change on snow cover.

The purpose of the present paper is to describe how the numerical modelling of snow cover could be an efficient tool to quantify the influence of different processes involved in energy exchanges at the snow-atmosphere interface, so as to determine the sensitivity of snow cover to variations in climatological conditions. Special attention is given to the enlargement of the original scale of the snow model, which is only a point, to the larger scales concerned by climate processes.

SNOW MODELLING AT A POINT

Numerical point energy and mass balance snow models were developed in the 1970s.

Most of them were designed for hydrological purposes (Obled, 1971) and consequently did not focus on the internal processes affecting the snow cover. In 1976, Anderson published a detailed report of a snow model dealing with internal processes such as water transmission within the snow cover, phase changes and settling. His work proved the efficiency of numerical modelling to simulate the evolution of snow cover as a function of weather conditions. However, snow metamorphism was not simulated using physical relationships. Anderson introduced the effects of metamorphism in the calculation of snow compaction using calibrated coefficients. Snow albedo was not calculated since this model used net short-wave radiation as input data. In the 1980s the Centre d'Etudes de la Neige developed a new snow model designed to simulate snow metamorphism of different layers in snow cover (Brun *et al.*, 1989, 1992). Snow metamorphism laws were deduced from theoretical work (Colbeck, 1973, 1983) and from exhaustive experiments conducted in a cold laboratory on different types of natural snow (Akitaya, 1974; Marbouty, 1980). Snow metamorphism laws were treated not only from the point of view of grain size, but also of grain type. The introduction of algorithms for metamorphism in a snow model opened new and interesting perspectives. It allowed an efficient calculation of snow spectral reflectance and consequently of snow albedo as a function of grain sizes and types which are the principal physical variables affecting albedo. The relationship between snow reflectance and the type and size of snow grains has been deduced from theoretical works of Wiscombe & Warren (1980), and from experiments conducted in a cold laboratory using the different types of natural snows encountered in the Alps (Sergent *et al.*, 1993). Such experiments are necessary because theoretical studies consider snow as a packing of ice spheres, or other simple geometry. In these cases, snow is characterized by its grain size. Sergent has proved that the shape of the crystals strongly influences the reflectance of snow. He has established experimentally the relationship between the apparent grain size and its equivalent optical grain size for the different classes of snow types. Equivalent optical size means the size of ice spheres forming a snow with the same reflectance as the natural snow being considered. Depth-hoar snow is a typical example of a snow type having an equivalent optical size much smaller than the grain size usually measured. The model also allowed a calculation of snow compaction depending on grain type, which is the only way, for example, to simulate the quasi-absence of compaction of snow cover when it is made up of depth hoar or faceted crystal layers. An accurate calculation of snow compaction is of primary importance because it is necessary for the calculation of a realistic snow density. Density controls most of the physical properties of snow, for instance thermal conductivity, which can vary over a range of one order of magnitude (Yen, 1981). Without the introduction of realistic metamorphism laws, it is not worthwhile to calculate, for example, the freezing of a snow covered soil, because large errors in snow density may induce still larger errors in the calculation of snow/soil heat flux.

SNOW MODEL VALIDATION

The introduction of routines for metamorphism in Crocus, the snow model of the Centre d'Etudes de la Neige, made it necessary to establish a new field campaign to validate model performance. Validation was conducted during the whole winter season 1988/1989 on a well instrumented site at Col de Porte (1320 m in the massif of La

Chartreuse). Figures 1 and 2 give examples of the comparison between the simulated and the observed variables characterizing the snow cover. Comparisons have also been conducted on snow surface temperature and on the internal characteristics of the snow cover: snow layering, temperature, density and liquid water content profiles (Brun *et al.*, 1992). During the winter of 1988/1989, various meteorological conditions were encountered, including most of the possible events which may affect snow cover: i.e. large temperature gradients, melt-freeze cycles over deep cold snow cover, rapid wetting of the whole snow cover and refreezing, rapid new snow accumulation, and rain on fresh snow events. The good quality of the results and the large variability of the meteorological conditions during this campaign allowed an exhaustive validation of model performance. However, it must be noted that Crocus does not deal with the deposition and the erosion of snow due to wind. Consequently, it cannot be directly applied at locations where these events play the major role in snow cover evolution.

USE OF A SNOW MODEL AT A REGIONAL SCALE. SIMULATION OF THE SNOW COVER ON "TYPICAL SLOPES"

Our snow model was originally designed as an operational tool to assist in avalanche forecasting. Therefore, it has been necessary to run it at a scale which allows as detailed a description as possible of the natural variability of snow cover. In the case of the French Alps, this variability is due the following factors:

- (a) Alps are influenced by different types of climate: temperate oceanic, mediterranean and continental. These influences work differently, according to which part of the Alps we consider. Consequently, the French Alps have been classified into 23

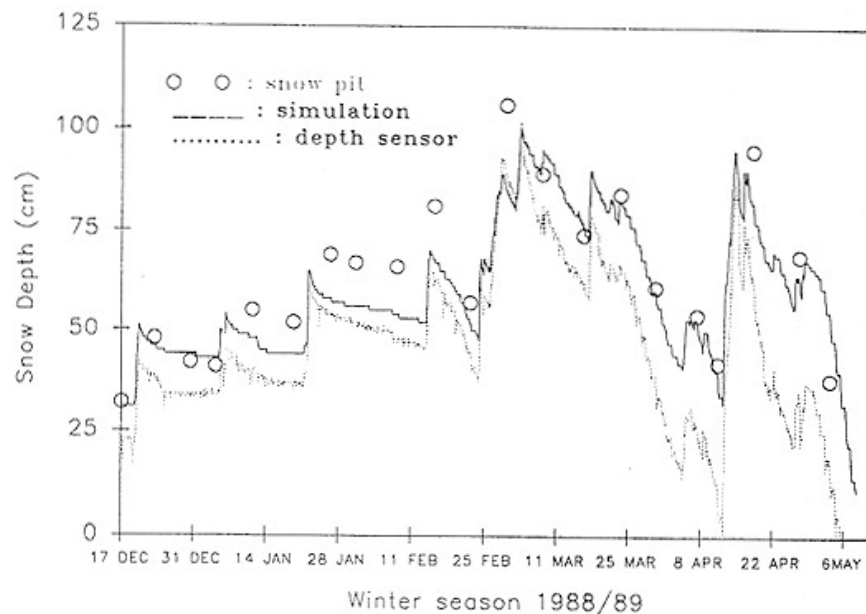


Fig. 1 Comparison between observed and simulated hourly snow depth from 17 December to 6 May during the winter 1988-1989 at Col de Porte (1320 m a.s.l., French Alps).

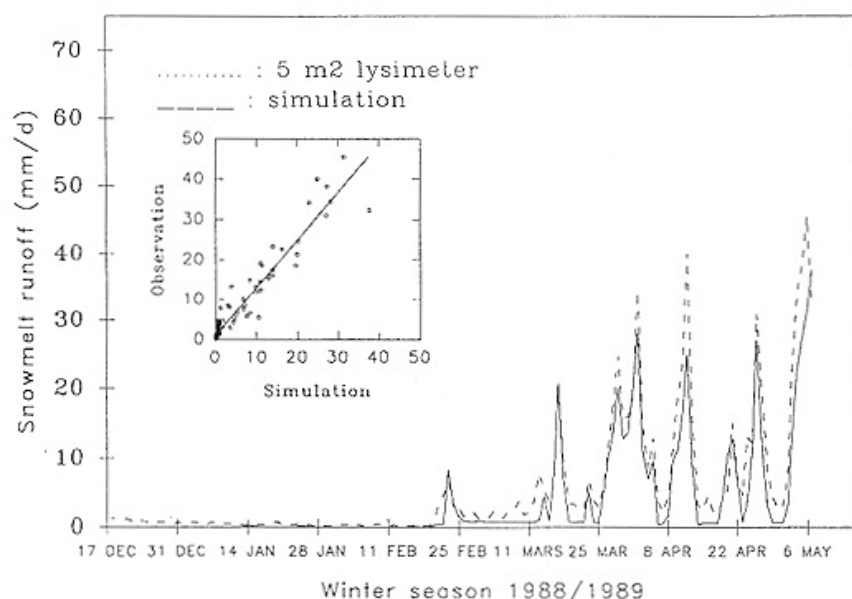


Fig. 2 Comparison between observed and simulated daily water runoff at the bottom of the snow cover from 17 December to 6 May during the winter 1988-1989 at Col de Porte (1320 m a.s.l., French Alps).

massifs (around 1000 km² each), considered homogeneous from a climatic point of view. This classification was made by METEO-FRANCE. The precipitation regime plays a significant part in the distinction of the different massifs.

- (b) Altitude naturally plays a major role in snow cover characteristics: an altitude step of 300 m was chosen as a working scale.
- (c) The aspect of the slope also plays an important role, and we decided to work on seven different orientations.

In addition, the variability of snow cover arises from small-scale processes such as wind effects on snow deposition or erosion, vegetation and rocks. However all these effects cannot be isolated at a regional scale and were consequently ignored.

The snow model needs meteorological variables as input data. These are air temperature and humidity, incoming solar and atmospheric radiation, wind velocity, liquid and solid precipitation. These variables are necessary at hourly time steps because they correspond to the typical time of variation in solar radiation. Naturally, it is impossible to get measurements of all these parameters at all the locations where we want the snow cover to be simulated (23 massifs \times 10 altitudes, from 900 m to 3600 m in 300 m steps, \times 7 slope aspects). To provide the snow model with its necessary meteorological input data, a specific meteorological analysis system has been developed (Durand *et al.*, 1993). This application, called Safran, has been designed to take into account specific influences due to relief. Safran uses as input data all meteorological information that is available in real time from meteorological meso-scale models and analysis outputs, upper air radio-soundings, synoptic observations, automatic station networks, observations produced by the ancillary snow weather network (around 100 observation sites located at middle altitude), information on cloudiness from satellite observations, and information from the radar network. To derive the meteorological variables necessary

for Crocus to cover the 1610 different locations considered, Safran uses the optimal interpolation method. The guess field stems from the analysis and from the short-time forecast of the mesoscale model. The variation of precipitation with elevation depends on the massif and the prevailing type of weather. The relationships used by Safran were calculated for particular massifs from past measurements of precipitation using the Aurélhy method (Bénichou & Le Breton, 1987). Solar and atmospheric radiation are derived by Safran using atmospheric radiative transfer models after having analysed for cloudiness.

This coupling between a complete meteorological analysis model and a physical snow model is considered as being a substantial contribution to the field of coupling models to simulate snow cover evolution. Thus, it has been necessary to conduct a careful validation of the Safran-Crocus coupling. To do that, two different methods have been used.

Validation based on snow depth observations

To validate the coupling between Safran and Crocus, we simulated the daily snow depth during the period from August 1981 to July 1991 at 37 locations where snow depth measurements were available (Martin *et al.*, 1992). The 37 points covered the whole French Alps and their altitude was in the range of 900 to 3000 m. Safran and Crocus were run at the altitude, aspects and massifs corresponding to these 37 locations. At most of the locations, the comparison between the simulated and the observed daily snow depth has shown good agreement (e.g. Fig. 3: Tignes, 2080 m). In a few cases, however, agreement was poor. This occurs at places where snow drift plays a major role or where local precipitation is systematically larger or smaller than the mean precipitation analysed at the corresponding altitude of the massif. At this point, it must be noted that the simulations have not been tuned to fit the different locations, which would have been an efficient way to improve the cases where disagreement is due to a poor estimation of the mean local precipitation. Despite these few cases, the coupling of Safran with Crocus has proven itself very efficient to calculate the snow climatology of the French Alps as shown in Fig. 4 where the results from all 37 locations are presented. This snow climatology was calculated without using any knowledge about snow depths recorded during this period; only meteorological variables were used.

Validation based on the discharge of an alpine river

The first validation based on point snow data was satisfactory but focused principally on winter and early spring snow covers, because most of the 37 simulation sites were located below 2500 m a.s.l. Only one series of snow depth observations was available at 3000 m a.s.l. Therefore, an experiment of validation was conducted using the daily discharge of an alpine river basin strongly influenced by snow and ice storage. The river was the Romanche located in Oisans (French Alps). Discharge measurements were provided by the French hydro-power company EDF. The surface of the basin is 224 km²; its elevation ranges from 1050 to 3800 m with 12.5% of glacierization. In a first step, Braun *et al.* (1994) calculated 10 years of daily discharge using the conceptual

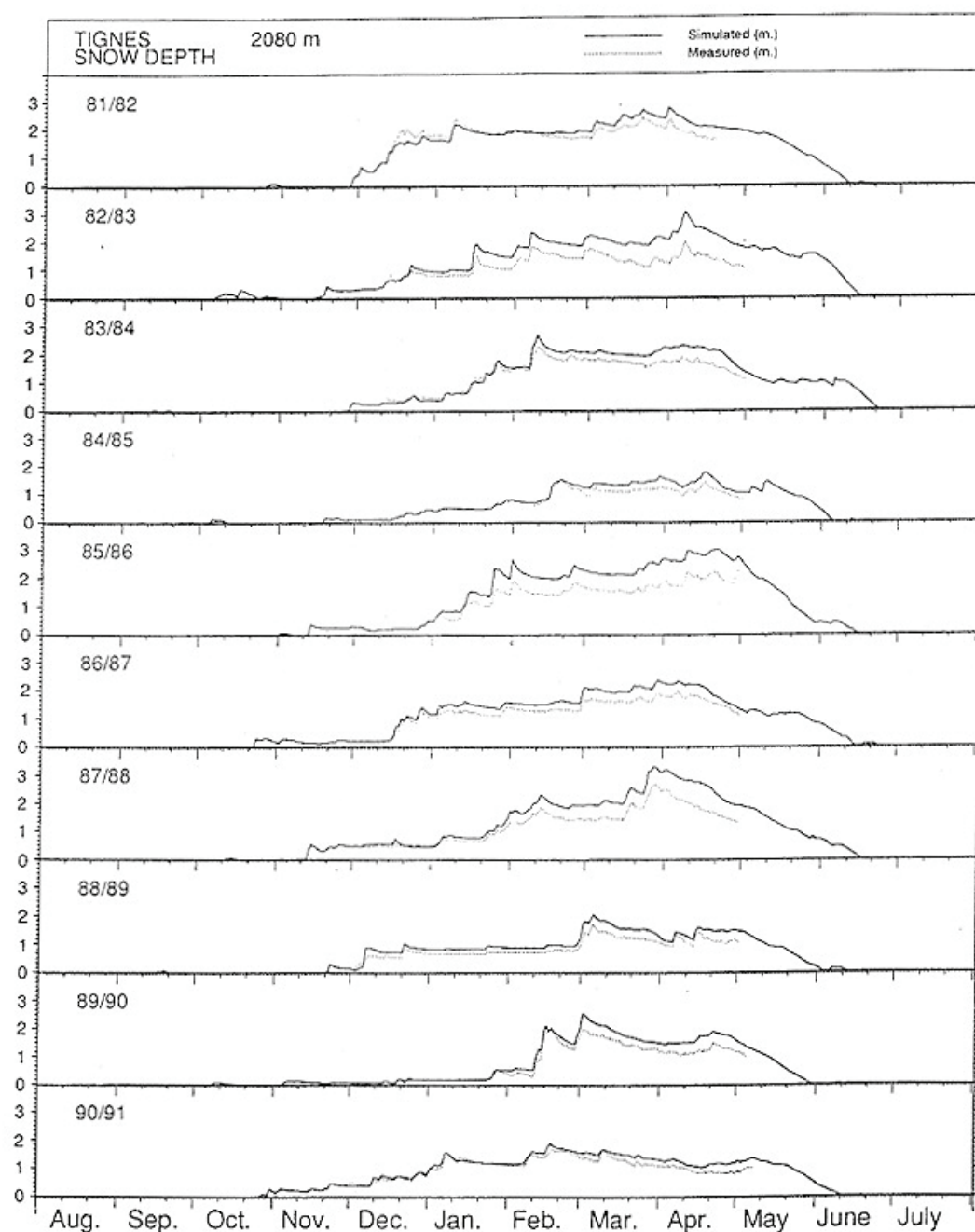


Fig. 3 Comparison between observed and simulated daily snow depth from August 1981 to July 1991 at Tignes (2030 m a.s.l., French Alps).

HBV/ETH precipitation-runoff model employing a temperature-index approach. Calibration of model parameters was based on 5 years (1981/1982 to 1985/1986) daily discharge, daily precipitation and mean air temperature at some observation stations of the basin. Distribution of the meteorological input variables was achieved by fixed values of temperature and precipitation gradients. The following 5 years were used to

test the model. The results obtained on the Romanche basin were of a good quality similar to the quality obtained by the HBV model in other alpine basins (WMO Report, 1986).

In a second step, the local meteorological observations were replaced by the daily temperature and precipitation calculated by Safran for the basin in 200 m vertical steps. It induced a noticeable improvement of the results. This improvement comes probably from the fact that Safran uses additional meteorological information at high altitudes (automatic stations, upper air radio soundings and meteorological model outputs) which produce better air temperatures at high altitude than a standard decrease applied to temperatures observed at middle altitudes.

In a third step, the hydrological part of the HBV/ETH model used the daily water runoff calculated at the base of the snow cover by the snow model Crocus coupled with Safran. Runoff was calculated by 200 m elevation steps and on three different slope aspects (north, south, horizontal). In this step, the hydrological model used the same calibrated values as during the first step, i.e. without calibration using the results of Crocus. Discharge calculations were conducted for 10 years. The first results were disappointing. For approximately half of the 10 years, the spring peak of discharge was largely overestimated using Crocus, compared to both the measurements and the simulation results obtained by the HBV/ETH model in its original version or using meteorological

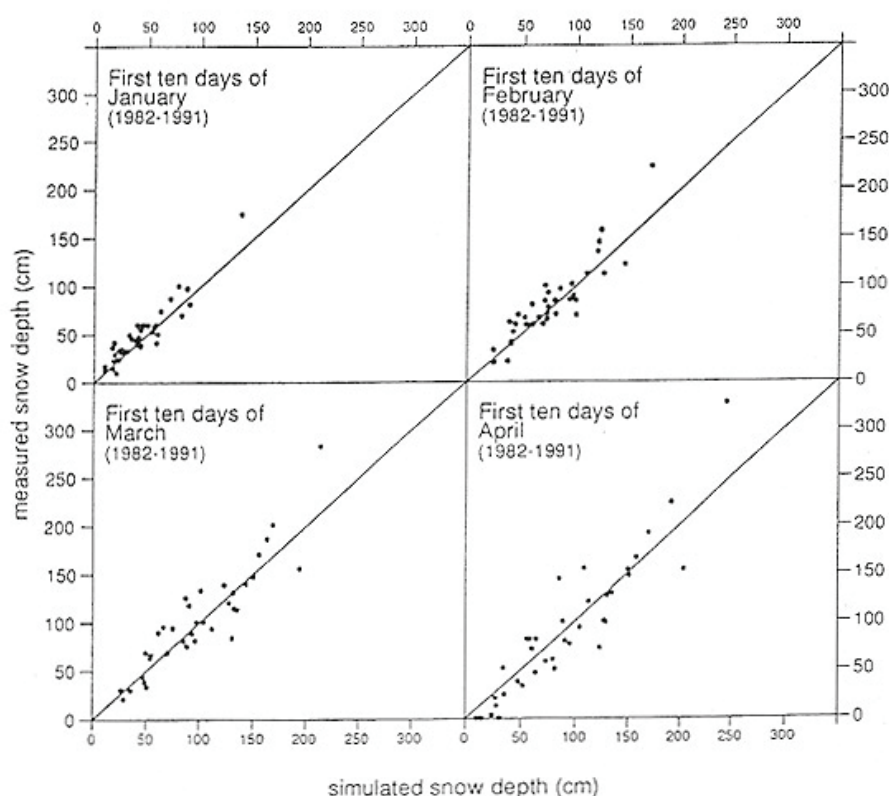


Fig. 4 Comparison between the snow climatology observed during 10 years at 37 different locations and the one simulated by the snow model Crocus coupled to the meteorological application Safran.

logical data calculated by Safran. At first, it was thought that this was due to a poor calculation of the incoming solar radiation. A test of different radiative schemes induced no significative improvements (Braun *et al.*, 1994). It was all the more disappointing that the comparison between the snow depth measured at two sites close to the basin at 2450 m and 2950 m a.s.l. respectively, were very similar to the snow depth calculated by Crocus at the corresponding sites. It indicated that Crocus calculated a reasonable daily snowmelt but the corresponding discharge was largely overestimated. The reason for this was that melt intensities were applied evenly over each sub-unit (panel) of a given aspect and altitude. However, in nature, the interaction between microtopography and wind causes snow to be redistributed. Consequently, when snowmelt begins at a given altitude and on slopes of a given aspect, some places become bare very rapidly, and so their surface no longer contributes to runoff. On the other hand, places with preferential snow accumulation, are still snow-covered, although snow has almost entirely disappeared at the corresponding altitude, and their surface still contributes to the runoff. Crocus calculates no more runoff at this altitude and aspect because the "typical snow cover" has already totally melted.

To solve this problem by a physical method, i.e. a method which does not artificially change the rate of snowmelt calculated by the energy balance as used in Crocus, each aspect and altitude panel was divided into five sub-panels: two sub-panels receiving less snow than the mean precipitation, one receiving exactly the mean, and two receiving correspondingly more. Naturally the total panel receives the same amount of precipitation as in the previous calculation. The new calculations were conducted on each panel and the corresponding sub-panels of the basin for the 10 years. The new melt runoff at the base of the snow cover was used by the HBV/ETH hydrological model, obtaining good results, even better than the calibrated conceptual modelling approach (see Fig. 5).

This experiment using the discharge of an alpine river can be considered as a complementary validation of the coupling between the snow model Crocus and the meteorological analysis system Safran. However, the scale change from a point to a basin has made it necessary to take into account phenomena which cannot be solved at the point scale. Snow distribution due to wind plays a major role in the hydrology of a basin and cannot be neglected.

USE OF A SNOW MODEL TO CALCULATE THE SENSITIVITY OF SNOW COVER TO A CLIMATE CHANGE

The availability of a validated snow model creates possible new fields of investigation. Among them must be noted the investigation of snow cover sensitivity to climate change. As seen previously in this paper, the snow model coupled to the meteorological analysis application has proven itself very efficient to calculate a snow climatology of the French Alps very similar to the observed one. Since the calculations were directly based on the energy and mass balance of the snow cover, including the detailed contribution of the different physical phenomena involved, it is reasonable to use this method to calculate the consequences on snow climatology due to changed meteorological conditions. This can be done separately for each of the variables affecting the energy and mass balance, such as air temperature, precipitation amount or phase, radiation. It is especially interesting to point out which variables have the greatest influence. Martin *et*

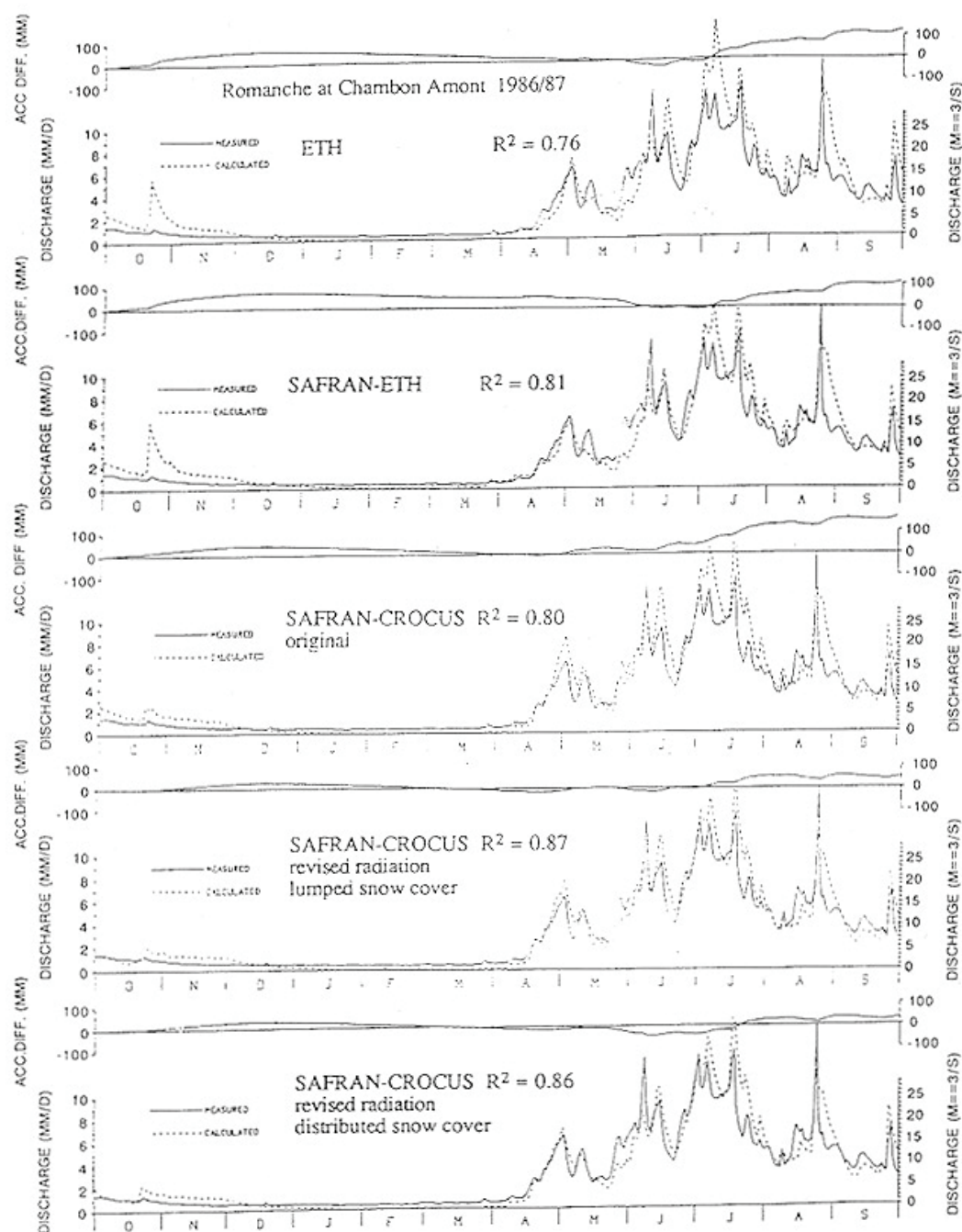


Fig. 5 Discharge of the Romanche River basin, various snow models in connection with the same conceptual runoff model.

al. (1992) calculated this for the case of the French Alps and deduced that an increase in air temperature has approximately the same impact on snow cover as the corresponding change in precipitation phase and the corresponding increase in atmospheric radiation. Naturally, the snow model also makes it possible to try out scenarios deduced

from climate models. In these scenarios, all meteorological variables are changed, and the change in each of them is coherent with the changes in the others because they are deduced from the same calculation. Such a scenario has been tried out using Crocus in the massif of Mont Blanc. Changes in the input meteorological variables were deduced from the results of the GCM Emeraude (Mahfouf, 1992) over the Alps in the event of a doubling of CO₂. Figure 6 (Martin *et al.*, 1992) describes the sensitivity of the snow cover in the Mont Blanc massif to this climate scenario.

The same scenario has been applied to the Romanche basin (Fig. 11 in the paper by Braun *et al.*, 1994). It allowed assessment of the sensitivity of the discharge to changed climatological conditions according to this scenario. Comparison was made with surprisingly similar calculations conducted with the conceptual HBV/ETH model (Braun *et al.*, 1994).

Such methods which use a detailed snow model can be used similarly to all the scenarios run by the different GCMs. Consequently, as soon as more realistic regional scenarios are available, the corresponding impacts on snow cover can be calculated in a quite reasonable way using the method described above.

INTERESTS OF A POSSIBLE INTRODUCTION OF A SOPHISTICATED SNOW MODEL INTO A GCM

The method described previously to investigate the sensitivity of snow cover to a climate change works only in a one way mode: it calculates the effects of climate on snow cover, but does not take into account the feedback between snow cover and climate. This is not critical in the case of rather small regions like the Alps, because a change in their snow climatology will probably have only a very slight effect for their climate. However it is totally different at larger scales, particularly if we are interested in the snow climatology of the northern continental regions. In these regions, snow cover strongly influences the meteorological conditions themselves. Most of the GCMs deal with snow cover in a rather simple way. They generally focus on the radiative effects due to the presence of snow, which are probably the most critical. Therefore, it is reasonable, as a first approximation, to consider that they are able to calculate, at larger scales, the impact of a global change on snow cover and also the corresponding feedback effect. At this step, a simple parameterization of the snow processes is probably more efficient than a sophisticated snow model because at the scale of GCMs, snow cover is never uniform and cannot be easily modelled as a point. Vegetation and microtopography modify significantly the physical properties of snow when they are averaged over the typical surface of a grid square of a GCM. This is especially true in the case of albedo. However, if we are interested in phenomena involving specific properties of snow, only sophisticated snow models are able to deal with them. This is typically the case of the investigations on permafrost behaviour with the aid of GCMs. The assessment of a possible thawing of frozen soils needs an accurate simulation of snow thermal resistance. This property may vary over more than one order of magnitude, depending on the quality of snow, especially its density, and snow density can be calculated satisfactorily only if metamorphism is taken into account.

Consequently, it will be necessary in the future to introduce sophisticated snow models into GCMs to investigate processes strongly influenced by snow physical properties.

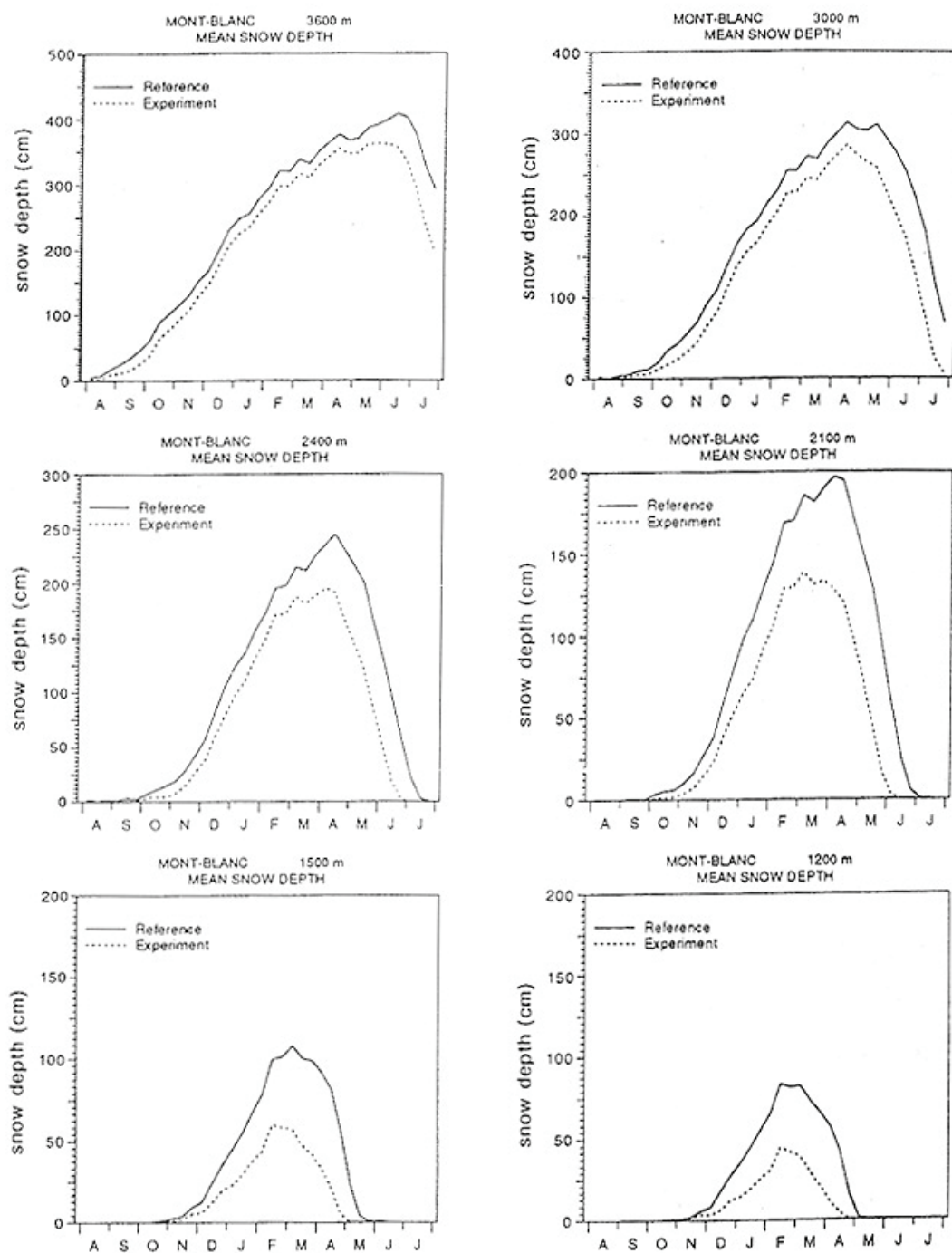


Fig. 6 Impact of a scenario stemming from a GCM on the climatology of the snow cover in the Mont Blanc massif.

REFERENCES

- Akitaya, E. (1974) Studies on depth hoar. *Contribution of the Institute of Low Temperature Science, Series A 26*.
 Anderson, E. (1976) A point energy and mass balance model for a snow cover. *NOAA Tech. Report NWS no. 19*.

- Bénichou, P. & Le Breton, O. (1987) Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie* VII (19).
- Braun, L. N., Brun, E., Durand, Y., Martin, E. & Tourasse, P. (1994) Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. Presented at the EGS General Assembly Wiesbaden, May 1993. *Nordic Hydrol* 25, 1/2.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C. & Coléou, C. (1989) An energy and mass model of snow cover suitable for avalanche forecasting. *J. Glaciol.* 35(121), 333-342.
- Brun, E., David, E., Sudul, M. & Brunot, G. (1992) A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.* 38 (128), 13-22.
- Colbeck, S. C. (1973) Theory of metamorphism of wet snow. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory Research Report no. 313*.
- Colbeck, S. C. (1983) Theory of metamorphism of dry snow. *J. Geophys. Res.* 88(C9), 5475-5482.
- Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B. & Martin, E. (1993) A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.* 18.
- Mahfouf, J. F. (1992) Impact climatique d'un doublement de CO₂ avec le modèle EMERAUDE. *CNRM Note du Groupe de Météorologie de Grande Echelle et Climat no. 7*.
- Marbouty, D. (1980) An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *J. Glaciol.* 26(94), 303-312.
- Martin, E., Brun, E. & Durand, Y. (1992) Etude de la sensibilité du manteau neigeux à différents paramètres météorologiques. *XXIIème Conférence Internationale de Météorologie Alpine* (Toulouse, September 1993).
- Obled, C. (1971) Modèle mathématique de la fonte nivale. Thèse, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France.
- Sergent, C., Pougatch, E. & Sudul, M. (1993) Experimental investigation of optical snow properties. *Ann. Glaciol.* 17, 281-287.
- Wiscombe, W. J. & Warren, S. G. (1980) A model for the spectral albedo of snow. I. Pure snow. *J. Atmos. Sci.* 37(12), 2712-2733.
- World Meteorological Organization (1986) Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report 23, WMO 646*. WMO, Geneva.
- Yen, Y. C. (1981) Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report no. 81-10*.

Conclusion

Les recherches et résultats décrits dans le présent mémoire ont permis de franchir certaines étapes marquantes dans la capacité de la communauté scientifique à pouvoir modéliser numériquement l'évolution de manteaux neigeux de type alpin, en fonction des conditions météorologiques. Plusieurs résultats, obtenus en laboratoire, sur le terrain ou par modélisation, ont constitué des premières significatives :

- quantification des métamorphoses pour les cas de faible gradient thermique et les cas de présence d'eau liquide hors saturation ;
- synthèse de ces travaux et des travaux précédents sur les autres métamorphoses, pour établir le premier jeu complet de lois de métamorphoses pour les couches de neige soumises aux conditions de température, gradient de température et eau liquide, rencontrées communément dans les Alpes ;
- développement d'un système de laboratoire permettant l'humidification contrôlée et uniforme d'un échantillon de neige de plusieurs litres par absorption diélectrique ;
- mise au point d'une méthode permettant de stopper pendant plusieurs mois l'évolution de cristaux de neige prélevés sur le terrain, pour permettre leur observation ultérieure sous microscope, en laboratoire ;
- modélisation numérique de la stratification du manteau neigeux, hors transport de neige par le vent.

Le nombre de citations de certaines des publications jointes à ce mémoire, atteste de l'impact qu'ont eu certains de ces travaux :

- la publication de Brun *et al.* (1989), qui décrit les principes sur lesquels repose le calcul des échanges d'énergie et de masse entre le manteau neigeux, l'atmosphère et le sol, ainsi qu'au sein du manteau neigeux, a été citée 140 fois (source Web of Science) ;
- la publication de Brun *et al.* (1992), qui décrit l'introduction des lois de métamorphose et présente une évaluation détaillée du modèle Crocus, a été citée 157 fois.

Il faut également noter l'impact particulièrement important du système Safran, développé par Yves Durand sous mon impulsion pour les besoins spécifiques de Crocus, qui est également utilisé par une large communauté scientifique dans de nombreux domaines liés à la climatologie et à l'hydrologie.

Motivés par l'objectif de pouvoir apporter une aide objective à la prévision opérationnelle du risque d'avalanches, ces travaux ont abouti au développement du modèle de neige Crocus qui a incontestablement marqué un changement de génération par rapport à ses quelques prédécesseurs. Couplé au système d'analyse météorologique SAFRAN, ainsi qu'aux prévisions météorologiques, Crocus permet depuis près de 20 ans de suivre, en temps réel et avec un réalisme suffisant pour être utile, l'état actuel et prévu du manteau neigeux des Alpes françaises en fonction du massif, de l'altitude et de l'exposition des pentes. Avec le système expert MEPRA, développé par Gérard Giraud, l'état simulé du manteau neigeux est interprété en terme de stabilité et de risque d'avalanches.

Ainsi, Safran/Crocus/Mepra a été le premier système numérique opérationnel permettant de suivre et prévoir l'état du manteau neigeux en montagne. C'est aujourd'hui un outil essentiel pour les prévisionnistes qui produisent quotidiennement les bulletins de risque d'avalanches, en France mais également en Espagne qui utilise le même système.

Le modèle Crocus a été, et est encore, au cœur de nombreuses recherches dans plusieurs laboratoires en France et à l'étranger, en particulier pour l'étude de l'impact du changement climatique sur le manteau neigeux et par extension sur les glaciers alpins et certaines rivières alpines. Le modèle a participé, il y a quelques années, à un exercice international d'intercomparaison (Etchevers *et al.*, 2003). Il est très encourageant de constater qu'il est encore parmi les 3 modèles qui obtiennent les meilleurs scores sur de nombreux paramètres, avec SNTHERM (Jordan, 1991) et SNOWPACK (Bartelt et Lehning, 2002).

Ce n'est plus aujourd'hui le modèle le plus répandu dans la communauté internationale. Il est sans doute devancé par le modèle SNOWPACK, développé par nos collègues suisses à Davos. Mais ce modèle, développé plus récemment, utilise quasi intégralement le formalisme et le jeu de lois de métamorphose de Crocus, ce qui est une grande source de satisfaction.

La plupart des mémoires de thèse s'achèvent sur la présentation des perspectives offertes par les travaux présentés. Dans le cas présent, avec près de 20 ans de recul, cela perd un peu de son sens. Je préfère me contenter de rappeler quelques limites de l'approche suivie à l'époque, et évoquer de façon très succincte comment celles-ci ont été depuis plus ou moins levées par la communauté travaillant dans le domaine de la neige et des avalanches :

- **quantification des lois de métamorphose et formalisme associé pour la description des grains constituant les couches de neige** : les lois établies en laboratoire et la façon de décrire les grains de neige se limitent à un descripteur de la forme (dendricité et sphéricité des grains) et à un descripteur de leur taille moyenne. Même si cette dernière a été définie quantitativement lors d'observations en laboratoire, à l'aide du rayon de courbure le long du périmètre des grains projetés en 2D, il est incontestable que la taille et la forme utilisées restent définies de façon ambiguë et ne sont pas mesurables sur le terrain. De plus, la description de la microstructure de la neige a fait d'énormes progrès ces dernières années, notamment grâce à la micro-tomographie par rayons X (Coléou *et al.*, 2001 ; Flin *et al.*, 2003). Cette technique permet d'accéder à de nombreux paramètres décrivant la complexité du matériau et qui sont plus pertinents vis-à-vis des propriétés rhéologiques de la neige et donc vis-à-vis de la stabilité du manteau neigeux. Il est évident qu'une description plus précise et plus riche que la taille et la forme utilisées dans Crocus est une étape indispensable pour la future génération de modèles de neige. La surface spécifique de la neige (SSA), désormais mesurable avec précision sur le terrain, offre des perspectives tout-à-fait prometteuses (par ex. Domine *et al.*, 2008), qui permettraient de représenter de façon plus physique les processus contrôlant l'albédo de la neige dans la partie infra-rouge du spectre solaire, ainsi que la conductivité thermique et la viscosité des couches de neige. Mais il reste un effort important à faire pour établir les lois d'évolution de la SSA pour l'ensemble des conditions auxquelles peut être soumise une couche de neige dans des conditions alpines.
- **érosion et accumulation de la neige par le vent** : c'est sans nul doute le processus le plus important parmi ceux qui ne sont pas pris en compte dans le modèle Crocus. Il contribue pourtant grandement à la variabilité naturelle du manteau neigeux, au risque d'avalanches et au bilan de masse des manteaux neigeux saisonniers et des glaciers. Cette limitation est inhérente à l'hypothèse de représentation uni-dimensionnelle du manteau neigeux, faite dans Crocus comme dans tous les modèles de neige communément utilisés actuellement. En fait, ce processus ne dépend que partiellement de l'état du manteau neigeux. C'est avant tout un phénomène contrôlé par la distribution du vent de surface,

liée à la micro-topographie, et par l'évolution des cristaux arrachés au manteau neigeux lors de leur transport dans l'atmosphère (sublimation, arrondissement). Des modèles de type Crocus ont cependant permis le développement de méthodes permettant de prévoir des épisodes de transport de neige (Durand *et al.*, 2001) et même de simuler la distribution spatiale des zones d'érosion et d'accumulation lors d'un épisode venteux (Mott et Lehning, 2010). Des travaux sont en cours pour simuler l'érosion, le transport et le dépôt de la neige via le couplage entre un modèle détaillé de neige dérivé de Crocus et le modèle atmosphérique de méso-échelle Mésos-NH, dans le cadre de la thèse de Vincent Vionnet à l'encadrement de laquelle je contribue. C'est incontestablement la voie d'avenir pour comprendre, quantifier et si possible simuler une des sources de variabilité spatiale du manteau neigeux les plus importantes à petite échelle. L'intérêt d'appréhender mieux ce processus dépasse le strict cadre de la prévision d'avalanches. Il est en effet largement démontré que le transport de neige par le vent joue un rôle important dans le bilan de masse de la cryosphère et donc dans le cycle de l'eau en général (par ex. Gallée *et al.*, 2001).

- **couplage réaliste avec un modèle de sol** : le chapitre 1 a pointé la simplicité de la paramétrisation des échanges sol/neige, réglés sur les phénomènes observés au Col de Porte, site où le gel superficiel du sol est rare et toujours limité. Cela rend difficile l'utilisation du modèle Crocus dans des conditions différentes, notamment en régions arctiques où le gel de sol est général et de forte amplitude (Jacobi *et al.*, 2010). La meilleure approche est incontestablement le couplage avec un modèle numérique de sol, qui a été largement développé et évalué (par ex. Boone & Etchevers, 2001). Crocus a été introduit ces derniers mois dans le module de surface externalisé SURFEX et ne souffre plus ainsi de cette limitation.
- **évolution de l'albédo de la neige dans la partie visible du spectre solaire** : en introduisant une dépendance de l'albédo dans la partie infra-rouge en fonction du type et de la forme des grains de neige en surface, Crocus marquait un progrès important dans la façon de déterminer l'albédo du manteau neigeux. Il reste néanmoins une limitation importante pour ce qui concerne la partie visible du spectre, sur laquelle la réflectance est calculée dans Crocus en fonction du type de grains (dépendance faible) mais aussi et surtout de l'âge de la neige. Cette variable est censée représenter un taux d'impureté, selon l'hypothèse implicite que les impuretés se déposent à un taux continu à la surface du manteau neigeux, et qu'elles restent concentrées en surface lorsqu'il y a fonte superficielle ou sublimation. Une approche plus physique consisterait à prendre en compte le taux de dépôt sec des aérosols influençant les propriétés radiatives de la neige, désormais approchable par les modèles du Système Terre (par ex. Ménégoz *et al.*, 2009) et de simuler leur évolution temporelle au sein des couches de neige. C'est un sujet très difficile et de long terme qui s'inscrit dans le développement d'un modèle physico-chimique détaillé du manteau neigeux. C'est sans aucun doute le challenge le plus important qui attend désormais la communauté scientifique travaillant sur le manteau neigeux et ses interactions au sens large avec l'atmosphère et les sols.

La modélisation du manteau neigeux n'en est sans doute encore qu'à ses débuts, tant ce matériau est complexe du point de vue physique et chimique. Je suis heureux d'avoir pu y apporter une contribution significative ... et encore plus heureux d'avoir retrouvé, après de si nombreuses années, l'opportunité de reprendre mes travaux en me focalisant désormais sur la modélisation couplée manteau neigeux-atmosphère.

Bibliographie

- Akitaya, E. (1974). Studies on depth hoar. *Contrib. Inst. Low Temp. Sci.*, A, 26, 1–67.
- Albert, M. R. and McGilvary, W. R. (1992). Thermal effects due to air flow and vapor transport in dry snow. *J. Glaciol.*, 38, 273–281.
- Anderson, E. A. (1968). Development and testing of snow pack energy balance equations. *Water Resources Res.*, 4(1), 19–37.
- Anderson, E. A. (1976). A Point Energy Balance Model of a Snow Cover. *Office of Hydrology, National Weather Service, NOAA Technical Report NWS 19*.
- Bartelt, P. B. and Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for avalanche warning services. Part I : numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35(3), 123–145.
- Bergström, S. (1976). The HBV Model – its structure and applications, *SMHI reports Hydrology No. 4*, 32 pp.
- Berliand M. E., Berliand T.G. (1952). Measurement of the effective radiation of the earth with varying cloud amounts, *Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geofiz.*, 1,(in Russian).
- Bénichou, P. et Le Breton, O. (1987). Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7 (19), 23–34.
- Boé, J., Terray L., Habets F. and Martin E. (2006). A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, 111, D21106.
- Bohren, C.F. and Barkstrom, B.R. (1974). Theory of the optical properties of snow. *J. Geophys. Res.* 79(30), 4527–4535.
- Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : local-scale evaluation at an alpine site. *J. Hydrometeorol.*, 2, 374–394.
- Bouilloud, L. and Martin, E. (2006) : A coupled model to simulate snow behaviour on roads. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, n° 45 (3), pp 500–516.
- Braun, L.N. and Renner, C.B. (1992). Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. *Hydrol. Sci. J.*, 37(3), 217–231.
- Braun, L.N., Brun, E., Durand, Y. and Martin, E. (1994). Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology*, 25, 1994, 129–144.
- Brun E., Touvier F. and Brunot G. (1986). Experimental study on thermal convection and grains picture analysis. In Seasonal Snowcovers : Physics, Chemistry, Hydrology Ed. H.G. Jones and W.J. Orville-Thomas. *NATO ASI Series. Series C. Mathematical and Physical Sciences*. 75–94.
- Brun, E. et Touvier, F. (1987). Etude expérimentale de la convection thermique dans la neige. *Journal de Physique*, 48, Colloq., C1, 257–262.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. (1989). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35(121), 333–342.
- Brun E. (1989). Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Ann. Glaciol.*, 13, 22–26.
- Brun, E. (1991). Conséquence d'un éventuel réchauffement climatique sur l'enneigement : exemple du Col de Porte. *Revue de l'ANENA*, n°55, pp. 14–15.

- Brun E. and Pahaut E. (1991). An efficient method for a delayed and accurate characterization of snow grains from natural snowpacks. *J. Glaciol.*, Vol 37, N°127, 420-422.
- Brun, E., David, P., Sudul, M. and Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38(128), 13-22.
- Brun E., Durand Y., Martin E. and Braun L. (1994). Snow modelling as an efficient tool to simulate snow cover evolution at different spatial scales. *IAHS publication* n° 223, 163-176.
- Brunot G. (1986). Etude quantitative de la métamorphose d'isothermie ou de faible gradient de la neige sèche. *Note de travail de l'ENM*.
- Brzoska, J.B. (2005). Métamorphoses de la neige. *Note du Centre d'Etudes de la Neige*.
- Colbeck, S. C. (1972). Theory of water percolation in snow. *J. Glaciol.*, 11(63), 369-385.
- Colbeck, S. C. (1973). Theory of Metamorphism of Wet Snow. *CRREL Research Report 313*.
- Colbeck, S. C. (1974). The capillary effects on water percolation in homogeneous snow. *J. Glaciol.*, 13(67), 85-97.
- Colbeck, S. C. (1975). Grain and bond growth in wet snow. *IAHS Publication* 114, 51-56.
- Colbeck, S. C. (1980). Thermodynamics of snow metamorphism due to variations in curvature. *J. Glaciol.*, 26(94), 291-301.
- Colbeck, S. C. (1983). Theory of metamorphism of dry snow. *J. Geophys. Res.*, 88(C9), 5475-5482.
- Colbeck, S. C. (1989). Air movement in snow due to windpumping. *J. Glaciol.*, 35(120), 209-213.
- Colbeck, S. C., Akitaya, E., Armstrong, R. et al. (1990). The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. *International Commission on Snow and Ice and World Data Center A for Glaciology*, Boulder, CO.
- Coleou, C., Lesaffre, B., Brzoska, J.-B., Ludwig, W. and Boller, E. (2001). Three-dimensional snow images by X-ray microtomography. *Ann. Glac.*, 32, 75-81.
- Deardoff, J. F. (1968). Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *J. Geophys. Res.*, 73(8), 2549-2557.
- Denoth, A., Seidenbusch, W., Blumthaler, M. and Kirchlechner, P. (1979). Study of Water Drainage from Columns of Snow. *Special Report 79-1. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory*, Hanover, New Hampshire.
- Domine, F., Cabanes A., Taillandier A.-S. and Legagneux, L. (2001) Specific surface area of snow samples determined by CH₄ adsorption at 77 K, and estimated by optical microscopy and scanning electron microscopy. *Environmental Science and Technology*, 35, 771-780.
- Domine, F., Albert M., Huthwelker T., Jacobi H.-W., Kokhanovsky A. A., Lehning M., Picard G. and W. R. Simpson. (2008). Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 171-208.
- Dozier, J. and Warren, S. G. (1982). Effect of viewing angle on the infrared brightness temperature of snow. *Water Resources Res.*, 18(5), 1424-1434.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B. and Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.*, 18, 65-71.
- Durand, Y., Giraud, G., Mérindol, L., Brun, E. and Martin, E. (1999). A computer based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 45 (151), 469-484.
- Durand, Y., Guyomarc'h, G. and Mérindol, L. (2001). Numerical experiments of wind transport over a mountainous instrumented site : I. Regional scale. *Ann. Glaciol.*, 32, 187-194.
- Etchevers P., Martin E., Brown, R. et al. (2003). Intercomparison of the surface energy budget simulated by several snow models (SNOWMIP project). *Ann. Glaciol.*, 38, 150-158.
- Flin, F., J.-B. Brzoska, B. Lesaffre, C. Coléou and Pieritz, R. A. (2003). Full three-dimensional modelling of curvature-dependent snow metamorphism : first results and comparison with experimental tomographic data, *J. Phys. D. Appl. Phys.*, 36, A49-A54.

- Gallée H., Guyomarc'h G. and Brun E. (2001). Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99 : 1-19.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C. and Dedieu, J.P. (2006). Surface mass balance of glaciers in the French Alps : distributed modeling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.*, Vol 51, n° 175, pp 561-572.
- Giraud, G. (1992). MEPRA an expert system for avalanche risk forecasting. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, 4-8 Oct. 1992, Breckenridge, Colorado, USA, 97-106.
- Good, W. (1987). Thin sections, serial cuts and 3-D analysis of snow, Davos Symposium on Avalanche formation, movement and effects. *IAHS Publ.* 62, 35-47.
- Gubler, H. (1982). Strength of bonds between ice grains after short contact times. *J. Glaciol.* 28 (100), 457-474.
- Gubler, H. (1985). Model for dry snow metamorphism by interparticle vapor flux. *J. Geophys. Res.*, 90(D5), 8081-8092.
- Gubler, H. and. Bader, H. P. (1989). A model of initial failure in slab-avalanche release. *Ann. of Glaciol.* 13,90-95.
- Harding, R. J. (1986). Exchanges of energy and mass associated with a melting snow pack. In *Modeling Snowmelt-Induced Processes* (ed. Morris, E. M.). *IAHS Publication* No. 155. Wallingford : IAHS Press, pp. 3-15.
- Hobbs, P. V. (1974). *Ice Physics*. Oxford : Clarendon Press.
- Jacobi H.-W., Domine, F., Simpson, W. R., Douglas, T. A. and Sturm, M. (2010). Simulation of the specific surface area of snow using a one-dimensional physical snowpack model : implementation and evaluation for subarctic snow in Alaska. *The Cryosphere*, 4, 35-51.
- Jamieson, J.B. and Johnston, C.D. (2001). Evaluation of the shear frame test for weak snowpack layers. *Ann. Glaciol.*, 32.
- Jordan, R. (1991). A One-dimensional Temperature Model for a Snow Cover. *U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory*, Special Report 91-16.
- Katsushima, T., Kumakura, T. and Takeuchi, Y. (2009). A multiple snow layer model including a parameterization of vertical water channel process in snowpack. *Cold Regions Science and Technology*.
- Kuroiwa D. (1968). Liquid permeability of snow. *IAHS Publication*, n° 79. 380-391.
- LaChapelle, E.R. (1969). Field guide to snow crystals. *International Glaciological Society*, Cambridge, 101 pp.
- Lejeune, Y., Wagon, P., Bouilloud, L., Chevallier, P., Etchevers, P., Martin, E., Sicart, J.E. and Habets, F. (2007). Melting of snow cover in a tropical mountain environment : processes and melting. *J. Hydrometeorol.*, 8, 922-937.
- Lehning, M., Doorschot, J., Fierz, C. and Raderschall, N. (2002). A 3D model for snow drift and snow cover development in steep alpine terrain. *ISSW 2002 Proceedings*.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. and Satyawali, P. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning ; Part II : Snow microstructure. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35(3), 147-167.
- Lesaffre, B., Pougatch, E. and Martin, E. (1998). Objective determination of snow-grain characteristics from images. *Ann. Glac.*, 26 : 112-118.
- Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J. and Le Treut, H. (1990). The ice-core record : climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347, (6289) 139-145.
- Mac Clung, D. and Shaerer, P. (2006). *The Avalanche Handbook*. ISBN : 0898868092
- Marbouty, D. (1980). An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *J. Glaciol.*, 26(94), 303-312.
- Marsh, P. and Woo, M. K. (1984). Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover. 1 : Observations in the Canadian Arctic. *Water Resources Res.*, 20(12), 1853-1864.

- Marsh, P. (1988). Flow fingers and ice columns in a cold snowcover. In *Proc. 56th Western Snow Conference*, Kalispell, Montana, 105–112.
- Marsh, P. (1991). Water flux in melting snow covers. In *Advances in Porous Media*, vol. 1, Ch. 9. Amsterdam : Elsevier, pp. 61–122.
- Martin, E., Brun, E. and Durand, Y. (1994). Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. *Ann. Geophys.*, 12, 469–477.
- Martin, E. and Lejeune, Y. (1997). Investigations on turbulent fluxes above the snow surface. *Ann. Glaciol.*, 26, 179–183.
- Mellor, M. (1975). A review of basic snow mechanics. *IAHS Publication* 114, 251– 291.
- Ménégoz, M., Salas y Melia, D., Legrand, M., Teyssèdre, H., Michou, M., Peuch, V.-H., Martet, M., Josse, B. and Dombrowski-Etchevers, I. (2009). Equilibrium of sinks and sources of sulphate over Europe : comparison between a six-year simulation and EMEP observations. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 4505–4519.
- Mott, R. and Lehning, M. (2010). Meteorological Modeling of Very High-Resolution Wind Fields and Snow Deposition for Mountains. *Journal of Hydrometeorology* , Vol. 11, No. 4, 934–949.
- Navarre, J. P. (1975). Modèle unidimensionnel d'évolution de la neige déposée : modèle perce-neige. *La Météorologie*, 4(3), 103–120.
- Obled, C. (1971). Modèle mathématique de la fonte nivale. *Thèse, Université Scientifique et Médicale de Grenoble*.
- Perla, Ronald and Martinelli, M. (1978). *Avalanche Handbook*. USDA Forest Service. Agriculture Handbook, 489.
- Perrin de Brichambaud, C. et Vauge, C. (1982). Le gisement solaire : évaluation de la ressource énergétique. *Tech & Doc* 1982.
- Polder, D. and Van Santen, J. H. (1946). The Effective permeability of mixtures of solids. *Physica* XII(5), 257–271.
- Pomeroy, J. W. (1989). A process-based model of snow drifting. *Ann. Glaciol.*, 13, 237–240.
- Pomeroy, J. W. (1991). Transport and sublimation of snow in wind-scoured alpine terrain. In *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas. IAHS Publication* No 205. 131–140.
- Powers, D., O'Neill, K. and Colbeck, S. C. (1985). Theory of natural convection in snow. *J. Geophys. Res.*, 90(D6), 10,641–10,650.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L. and Morel, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 92–107.
- Raymond, C. F. and Tusima, K. (1979). Grain coarsening of watersaturated snow, *J. Glaciol.*, 86, 83–105.
- Schneebeli, M. (1995). Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack. *IAHS Publication* No. 228, 89–95.
- Schweizer, J. and Jamieson, J.B. (2001). Snow cover properties for skier triggering of avalanches. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 33(2-3) : 207–221.
- Sergent, C. , Chevrand, P., Lafeuille, J. et Marbouty, D. (1987). Caractérisation optique de différents types de neige. Extinction de la lumière dans la neige. *J. Phys. (Paris)*, 48, Colloq., C1, 361–367. (Supplément au 3.).
- Sommerfeld, R.A. and LaChapelle, E. (1970). The Classification of Snow Metamorphism. *J. Glaciol.* (55).
- Sturm, M. (1991). The Role of Thermal Convection in Heat and Mass Transport in the Subarctic Snow Cover. *U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory*, Hanover, NH, CRREL Report 91–19.
- Wakahama, G. (1968). The metamorphism of wet snow. *IAHS Publication* 79, 370–379.
- Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20(1), 67–89.

- World Meteorological Organization (1986). Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff. *Operational Hydrology Report 23* WMO 646.
- Yen, Y. (1981). Review of Thermal Properties of Snow, Ice and Sea-ice. *U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report 81-10*, Hanover, NH.

Table des figures

1.1	Représentation schématique des variables d'état pronostiques de la version énergétique et massique du manteau neigeux	12
1.2	Représentation schématique des principaux processus régissant les échanges d'énergie et de masse entre le manteau neigeux et ses interfaces (atmosphère et sol)	15
1.3	Dispositif de mesure des rayonnements de courte et grande longueur d'onde, montants et descendants (rouge) et de leur système de nettoyage (bleu)	18
1.4	Vue d'ensemble du système original de mesures du tassement des différentes couches de neige (droite) et vue détaillée des disques supportant le contact mercure avec le fil fin et la sonde de température de type PT 100	19
2.1	Description schématique des différents types de métamorphoses conduisant à la formation des principaux types de neige saisonnière	35
2.2	Configuration idéalisée des échanges d'un pore de neige	38
2.3	Image d'un grain de neige après digitalisation.	42
2.4	Calcul de la tangente en P à partir de 11 pixels. Un carré représente un pixel du pourtour du grain	43
2.5	Calcul du rayon de courbure en P à partir de 11 pixels.	43
2.6	Extrait d'une courbe des rayons de courbure le long du pourtour d'image d'un grain.	45
2.7	Histogramme et paramètres moyens pour un échantillon. Les lettres A à Y renvoient aux valeurs supérieures des classes de rayons de courbure, exprimées en mm. Le pic central (0) correspond aux rayons supérieurs au rayon limite (en valeur absolue). Il est tronqué au-dessus de la 25ème classe de fréquence. Les concavités sont à gauche, les convexités à droite.	46
2.8	Evolution du rayon de courbure moyen convexe d'échantillons de neige prélevés lors d'expériences en fort gradient et en quasi isothermie.	49
2.9	Evolution au cours du temps du rayon convexe moyen (MCR) : (a) neige soumise à des conditions isothermiques ; (b) conditions de fort gradient. (Lesaffre <i>et al.</i> , 1998)	49
3.1	Comparaison entre hauteurs de neige simulées (trait continu) et mesurées manuellement (cercles) ou par sonde ultra-sonique (trait pointillé)- tiré de (Brun <i>et al.</i> , 1992).	66
3.2	Comparaison entre l'écoulement d'eau basal simulé (trait continu) et celui mesuré par le bac lysimétrique (trait pointillé)- tiré de (Brun <i>et al.</i> , 1992).	67

4.1	Simulation de la hauteur de neige quotidienne au Col de Porte, à partir d'un jeu de paramètres de forçage observés (courbe continue noire) et de 3 jeux de forçages perturbés correspondant aux 3 scénarios retenus (courbes bleue, verte et rouge). Les cercles représentent les hauteurs de neige ponctuelles observées durant la saison hivernale 1988-1989 à la fréquence hebdomadaire.	89
-----	---	----

Liste chronologique de publications

La procédure de Validation des Acquis et de l'Expérience exige la liste des publications personnelles. La liste ci-dessous couvre toute ma période professionnelle et porte donc en partie sur des travaux qui n'ont pas été présentés dans le mémoire de thèse. Le nombre de publications extrait du Web of Sciences fin novembre 2010 est mentionné pour certaines d'entre elles.

- Brun E., Touvier F. and Brunot G. (1986). Experimental study on thermal convection and grains picture analysis. In Seasonal Snowcovers : Physics, Chemistry, Hydrology Ed. H.G. Jones and W.J. Orville-Thomas. *NATO ASI Series. Series C. Mathematical and Physical Sciences*. 75-94.
- Brun, E. et Touvier, F. (1987). Etude expérimentale de la convection thermique dans la neige. *Journal de Physique* , 48, Colloq., C1, 257-262. 7 citations.
- Brun E., Rey L. (1987). Field study on snow mechanical properties with special regard to liquid Water content. Avalanche Formation, Movement and Effects. *IAHS Pub.* N° 162.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. (1989). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35(121), 333-342. 140 citations.
- Brun E. (1989). Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Ann. Glaciol.*, 13, 22-26. 24 citations.
- Brun, E. (1991). Conséquence d'un éventuel réchauffement climatique sur l'enneigement : exemple du Col de Porte. *Revue de l'ANENA*, n°55, pp. 14-15.
- Brun E. and Pahaut E. (1991). An efficient method for a delayed and accurate characterization of snow grains from natural snowpacks. *J. Glaciol.*, Vol 37, N°127, 420-422. 15 citations.
- Brun, E., David, P., Sudul, M. and Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38(128), 13-22. 157 citations.
- Martin E., Brun E., Durand Y. (1993). Effet de serre et enneigement. *Neige et Avalanches*, n°62.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h., G., Lesaffre, B. and Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.* , 18, 65-71. 78 citations.
- Brun E., Durand Y., Martin E. and Braun L. (1994). Snow modelling as an efficient tool to simulate snow cover evolution at different spatial scales. *IAHS publication* n° 223, 163-176.
- Braun, L.N., Brun, E., Durand, Y. and Martin, E. (1994). Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology*, 25, 1994, 129-144. 16 citations.
- Martin, E., Brun, E. and Durand, Y. (1994). Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. *Ann. Geophys.*, 12, 469-477. 23 citations.
- Martin E., Brun E., Durand Y. (1994) : "Variabilité de l'enneigement et variation du climat", *La Météorologie*, 8eme série, N°5, mars 1994.
- Durand, Y., Giraud, G., Mérindol, L., Brun, E. and Martin, E. (1999). A computer based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 45 (151), 469-484. 51 citations.
- Brun E., Martin E. (1995). Modélisation du manteau neigeux à différentes échelles. Application au domaine des avalanches, de l'hydrologie et du climat. *La Houille Blanche*, N° 5/6-1995, p 63-68.
- Martin E., Brun E., Durand E. (1995). Modélisation de la climatologie nivale des Alpes françaises et application aux études d'impact des changements du climat. *La Houille Blanche*, N° 7/8-1995.
- Brun E., Martin E., Spiridonov V. (1997). The coupling of a multi-layered snow model with a GCM. *Annals of Glaciology*, 25, p 66-72. 5 citations.
- Martin E., Brun E., Durand Y. (1997). Snow cover simulations in mountainous regions based on general circulation model outputs. *Annals of Glaciology*, 25, p42-45. 5 citations.

- Martin E., Timbal B., Brun E. (1997). Downscaling of general circulation models outputs : simulation of the snow climatology of the French Alps. Sensitivity to climate changes”, *Climate Dynamics*, 13, 45-56.
- Essery R., Martin E., Douville H., Fernandez A., Brun E. (1998). A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dynamics* 15, 583-593. 34 citations.
- Durand Y., Giraud G., Brun E., Mérindol L. And Martin E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. of Glaciol.*, Vol 45, N°151, 469-484. 5 citations.
- Brun E., Martin E., Durand E., Giraud G., Lejeune Y., Mérindol L. et Guyomarc’h G. (2000). Modélisation numérique du manteau neigeux. Application à la prévision du risque d’avalanches, à l’hydrologie et à l’étude du climat. La Neige, Recherche et Réglementation. *Association Française de Génie Civil. CEMAGREF Editions. Presses de l’ENPC.*
- Pomeroy J.W., Brun E. (2001). Physical properties of Snow. *In Snow Ecology*, CUP, Ed. By HG. Jones, J.W. Pomeroy, D.A Walker and R.W. Hoham : 45-126.
- Gallée H., Guyomarc’h G. and Brun E. (2001). Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99 : 1-19. 43 citations.
- Jordan R., M. Albert and E. Brun. (2008). Physical processes within the snow cover and their parametrization, *Snow and Climate*, ISBN-13 : 9780521854542, pp 12-69.
- Brun E., Z-L. Yang, R. Essery and J. Cohen. (2008). Snow-cover parametrization and modeling, *Snow and Climate*, ISBN-13 : 9780521854542, pp 125-180.
- Rabier, F., A. Bouchard, E. Brun, A. Doerenbecher, S. Guedj, V. Guidard, F. Karbou, V.-H. Peuch, L. E. Amraoui, D. Puech, C. Genthon, G. Picard, M. Town, A. Hertzog, F. Vial, P. Cocquerez, S. Cohn, T. Hock, H. Cole, J. Fox, D. Parsons, J. Powers, K. Romberg, J. VanAndel, T. Deshler, J. Mercer, J. Haase, L. Avallone, L. Kalnajsand, C. R.Mechoso, A. Tangborn, A. Pellegrini, Y. Frenot, A. McNally, J.-N. Thépaut, G. Balsamo and P. Steinle (2010). The Concordiasi project in Antarctica. *BAMS*, pp69,86. DOI :10.1175/2009BAMS2764.1